

Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalhang nordwestlich Spitzbergens. Der letzte Glazial/Interglazial-Zyklus.

Diplomarbeit (Teil 1) von Jochen Knies

**im Fachbereich Geowissenschaften und Geographie der
Justus-Liebig-Universität Giessen**

**vorgelegt im Juli 1994
bei Prof. Dr. Franke**

**Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung,
Bremerhaven 1994**

Abstract

During the "RV Polarstern"-Expedition ARK VIII/2 sediment samples were obtained at the continental slope of NW-Spitsbergen. Detailed sedimentological and geochemical analysis were carried out at two undisturbed box cores (PS2122-1GKG, PS2123-2GKG) as well as two gravity cores (PS2122-1SL, PS2123-2SL). The following parameters were determined: Organic carbon, nitrogen and carbonate contents, hydrogen index, stable isotopes, ice rafted debris, grain-size distribution and biogenic opal.

The main objective of this study was the reconstruction of paleoenvironmental changes off the northwest coast of Spitsbergen during the last glacial/interglacial-cycle, i.e., during the last about 128.000 years.

The results of the investigations can be summarized as follows:

- During isotope stage 1 (Holocene) and 5.5 (Eemian Interglacial), light stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$: 3,4-2 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: 0,26-0,5 ‰), increased bioturbation, high content of planktonic foraminifera and biogenic opal and low quantity of ice-rafted material, indicate seasonally ice-free conditions along the northwest coast due to the influence of the Westspitsbergen Current.
- Additionally, the sediment characteristics of the middle of isotope stage 2 (Last Glacial Maximum) and at the end of stage 3 confirms an inflow of warmer Atlantic water. The highest production of planktonic and benthic foraminifera (*N. pachyderma sin.*, *Cassidulina teretis*) (CaCO_3 : 10 %) may reflect the expansion of the "Whalers Bay"-Polynya as a result of the influence of the Westspitsbergen Current. Presumably, occasionally open-ice conditions provide sufficient precipitation to build-up the Svalbard/Barents Ice Sheet.
- The time intervals for the glacier advances on Svalbard given by Mangerud et al. (1992), can be correlated with increased accumulation of ice-rafted material in the sediments at the northwest coast of Spitsbergen. Especially during isotope stage 4 and at the beginning of the Last Glacial Maximum (isotope stage 2), a drastically increased supply of coarse terrigenous material occurs. The high accumulation rate (0,18-0,21 g/cm²/ky) of terrigenous organic carbon is indicated by high C/N-ratios (until 16) and low hydrogen index (50 mg HC/gC). In contrast to deep sea sediments in the Fram-Strait (Hebbeln 1992), the glacier advance between 118.000 and 108.000 years B.P. is documented in the continental slope sediments.
- At the end of the Weichselian ice age, the deglaciation at the northwest coast starts with a typical melt-water signal in the stable isotope record ($\delta^{18}\text{O}$: 3,5 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0,16 ‰) and high contents of gravel (6-13 %). The signal can be assigned to an event at the westcoast of Spitsbergen (core NP90-39), dated to 14.500 years B.P. (Andersen et al. 1993).

Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden sedimentologischen Untersuchungen ist die Rekonstruktion der paläoozeanographischen, paläoglazialogischen und paläoklimatischen Verhältnisse im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus am Kontinentalhang nordwestlich Spitzbergens (80° N). Als Grundlage für diese Analyse dienten ungestörte Sedimentoberflächen und Sedimentkerne, die mit Großkastengreifer (GKG) und Schwerelot (SL) während der "FS Polarstern" Expedition Ark VIII/2 an der Nordwestküste Spitzbergens genommen wurden.

In der Analyse der Sedimente wurden insbesondere sedimentologisch/organisch-geochemische (TOC- und Karbonatgehalt, C/N-Verhältnisse, Wasserstoffindex HI) und mikropaläontologische Parameter (Verteilung und Häufigkeit planktischer Foraminiferen) sowie die quantitative Bestimmung der eistransportierten Terrigenfracht berücksichtigt. Die stratigraphische Einstufung der untersuchten Sedimentabfolgen wurde mit Hilfe stabiler Sauerstoffisotopenkurven (*N. pachyderma sin.*) ermöglicht, die mit bereits veröffentlichten Isotopenkurven aus der Fram-Straße, auf dem Yermak-Plateau und von der Westküste Spitzbergens korreliert werden konnten.

Die Ergebnisse der Untersuchungen für den letzten Glazial/Interglazial-Zyklus lassen sich wie folgt interpretieren:

Der Einfluß des nördlichsten Ausläufers des Golfstroms, des Westspitzbergenstroms, war an der Nordwestküste Spitzbergens im Holozän (Sauerstoffisotopen-Stadium 1) und im Eem-Interglazial (Stadium 5.5) maximal. Darauf weisen leichte $\delta^{18}\text{O}$ (3,4 bis 2,0 ‰) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (0,26-0,5 ‰), verstärkte Bioturbation, hohe Anteile an planktischen Foraminiferen bzw. biogenem Opal und geringe Mengen an eistransportiertem Material (IRD) hin.

Daß der variierende Einfluß des Atlantikwassers nicht nur in den Interglazialen eine Rolle gespielt hat, zeigt die Sedimentationsentwicklung im mittleren Stadium 2 und zu Beginn des Stadium 3. Besonders die maximalen Karbonatgehalte (bis 10 %) in Verbindung mit hohen Anteilen an planktischen (*N. pachyderma sin.*) bzw. benthischen Foraminiferen (*Cassidulina teretis*) weisen einerseits auf den Zustrom wärmeren Atlantikwassers bis an die Nordwestküste oder andererseits auf die Vergrößerung der "Whalers Bay" Polynia infolge der Ausdehnung des Westspitzbergenstroms im letzten Hochglazial. Vermutlich lieferte diese saisonale Eisfreiheit den notwendigen Niederschlag zum Aufbau des Svalbard/Barents-Eisschildes (vgl. Svendsen & Mangerud 1992).

In den Kaltzeiten, z.B. in Stadium 4 und zu Beginn des Stadium 2, bestätigen die in den Sedimentkernen nachgewiesenen erhöhten Einträge von eistransportiertem Material die von

Mangerud et al. (1992) abgeleiteten Gletschervorstöße auf Spitzbergen. Während sich der Vorstoß zwischen 118.000 und 108.000 Jahren vor heute in den Sedimenten an der Nordwestküste nur andeutet, macht sich der zweite Vorstoß zwischen 72.000 und 50.000 Jahren vor heute durch ein eindeutiges Maximum im Gehalt an eistransportiertem Material bemerkbar. Zu Beginn des Hochglazials (24.000 und 20.000 J.v.h.) wird dieser Anteil noch übertroffen. Er steht in Verbindung mit der größten Ausdehnung der Inlandeismassen an der Nordwestküste Spitzbergens (vgl. Salvigsen & Österholm 1982). Die in diesen Sedimentabschnitten gefundenen hohen TOC-Gehalte (bis 1,5 %) gehen auf eine Anreicherung von terrigenem organischem Material zurück, was sich in erhöhten C/N-Verhältnissen (bis 16) und niedrigen Wasserstoff-Index-Werten (um 50 mgHC/gC) widerspiegelt.

Der Abbau der Inlandeismassen am Ende der Weichselvereisung (Stadium 2) wird an der Nordwestküste durch die exakte Übereinstimmung eines Schmelzwassersignals ($\delta^{18}\text{O}$: 3,5 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0,16 ‰) mit hohen Kiesanteilen (13 bzw. 6 %) im Sediment ausgedrückt. Die Korrelation dieses Ereignisses mit bereits veröffentlichten Datierungen an der Westküste Spitzbergens ergab ein ungefähres Alter um 15.000 Jahren vor heute (vgl. Andersen et al. 1994, in press.).

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich Herrn Priv. Doz. Dr. Rüdiger Stein für die Vergabe und die Betreuung der vorliegenden Arbeit danken.

Ebenso ist Herr Prof. Dr. Wolfgang Franke in der Funktion als Zweitgutachter besonders hervorzuheben.

Am Alfred-Wegener-Institut bin ich besonders dem Dipl. Geologen Carsten Schubert für seine nörgeleinden, aber gutgemeinten Ratschlägen zu Dank verpflichtet. Desweiteren danke ich Dipl. Geol. Christoph Vogt und Dr. Dirk Nürnberg für ihre ständige Diskussionsbereitschaft und der Unterstützung in Fragen der elektronischen Datenverarbeitung.

Dr. Norbert Scheele und Günther Meyer sei gedankt für die Arbeiten am Massenspektrometer, sowie Dr. Hannes Grobe für die Einweisung im Kernlabor, in die sedimentologischen Aufarbeitungsmethoden und der Bereitstellung der Korngrößendaten.

Großen Anteil am Gelingen der Arbeit haben meine Eltern, die neben meinem Geographie-Studium auch das Studium der Geologie tatkräftig und verständnisvoll unterstützten. Ihnen gilt ein besonderes Dankeschön.

Nicht zu vergessen sind alle anderen Freunde am Alfred-Wegener-Institut, im Besonderen Ute Mann, Dr. Rainer Stax, Dr. Monica Washner, Annette Hoffmann und Seung-Il Nam, die mir bei der Vollendung der Arbeit mit Rat und Tat zur Seite standen.

**Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalhang nordwestlich Spitzbergens.
Der letzte Glazial/Interglazial-Zyklus.**

Inhaltsverzeichnis	Seite
1. Einleitung und Zielsetzung	1
2. Untersuchungsgebiet	2
2.1 Physiogeographie und Hydrographie	2
2.2 Geologischer Überblick	5
3. Materialien und Methodik	9
3.1 Probennahme	9
3.2 Beprobung	10
3.3 Radiographien und Eisfracht	12
3.4 Bestimmung von Wassergehalt und Dichte	13
3.5 Bestimmung von Gesamt-Kohlenstoff und -Stickstoff	13
3.6 Bestimmung von organischem Kohlenstoff- und Karbonatgehalt	14
3.7 Rock-Eval Pyrolyse	14
3.8 Bestimmung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope	16
3.9 Sedimentations- und Akkumulationsraten	17
4. Ergebnisse	17
4.1 Kernbeschreibung	17
4.2 Wassergehalt und Dichte	21
4.3 Eistransportiertes Material und Grobfraktionsanteile	23
4.4 Karbonat und organischer Kohlenstoff	24
4.5 Zusammensetzung der organischen Substanz	26
4.6 Stabile Isotope	34
5. Stratigraphie und Sedimentationsraten	36
5.1 Schwerelot PS2122-1SL	36
5.1.1 Stratigraphie	36
5.1.2 Sedimentations- und Akkumulationsraten	40
5.2 Schwerelot PS2123-2SL	41
5.2.1 Stratigraphie	41
5.2.2 Sedimentations- und Akkumulationsraten	43

Inhaltsverzeichnis	Seite
6. Diskussion	45
6.1 Der letzte Glazial/Interglazial-Zyklus	45
6.2 Sauerstoffisotopen-Stadium 5 (128-71 ky)	46
6.2.1 Substadium 5.5	46
6.2.2 Substadium 5.4-5.2	53
6.2.3 Substadium 5.1	55
6.3 Sauerstoffisotopen-Stadium 4 (71-59 ky)	56
6.4 Sauerstoffisotopen-Stadium 3 (59-27 ky)	58
6.5 Sauerstoffisotopen-Stadium 2 (27-12 ky)	60
6.6 Sauerstoffisotopen-Stadium 1 (ab 12 ky)	65
6.6.1 Termination 1 a	65
6.6.2 Jüngere Dryas	67
6.6.3 Termination 1 b und Holozän	67
 7. Paläoozeanographische Zirkulation, Paläoglaziologie und Paläoklimatologie am Kontinentalhang nordwestlich Spitzbergens im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus	 68
 8. Literatur	 75
 I. Anhang	 88
I.1 Rohdaten	88
I.2 Kernbeschreibungen	92

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 1: Die Grönland- und Norwegen See mit einem vergrößerten Ausschnitt des Svalbard Archipels und den Kernlokalationen (Grundlage: H. Grobe 1993).	3
Abb. 2: Charakteristische Oberflächenströmungen im europäischen Sektor der Arktis (nach Johannessen et al. 1986).	6
Abb. 3: Vergleich der max. und min. Meereisausdehnung um den Svalbard Archipel in den Jahren 1919-43 (A) und 1988 (B) (nach Lunde 1963, Eckhardt, Gallas & Tonn 1988).	7
Abb. 4: Überblick über die geologische Situation des Svalbard Archipels.	8
Abb. 5: Darstellung der Wassertiefen im Untersuchungsgebiet.	9
Abb. 6: Schematische Darstellung der methodischen Anwendungen in der vorliegenden Arbeit.	11
Abb. 7: Detaildarstellung (schematisch).	12
Abb. 8: Schematische Darstellung des Analysevorganges bei der Rock-Eval Pyrolyse einschließlich der Anwendungs- bzw. Interpretationsmöglichkeiten. (Unterlegte Parameter werden in der vorliegenden Arbeit diskutiert, nach Tissot & Welte 1984).	15
Abb. 9: <i>Neoglobobulimina pachyderma</i> sin. (Ehrenberg 1861).	16
Abb. 10: Hell-Dunkel Zyklen der analysierten Kernhälften.	18
Abb. 11 a,b,c,d: Typische Strukturbeispiele in den analysierten Kernen PS2122-1SL und PS2123-2SL.	19
Abb. 12: Der Wassergehalt in beiden analysierten Sedimentkernen PS2122-1SL und PS2123-2SL.	22
Abb. 13: Die Trockendichte der beiden analysierten Sedimentkerne PS2122-1SL und PS2123-2SL.	22
Abb. 14: Eistransportiertes Material in beiden analysierten Sedimentkernen PS2122-1SL und PS2123-2SL.	23
Abb. 15: Grobfractionsanteile ($> 63 \mu\text{m}$) in beiden analysierten Sedimentkernen PS2122-1SL und PS2123-2SL.	24
Abb. 16: Der Karbonatgehalt in beiden analysierten Sedimentkernen bzw. -oberflächen PS2122-1SL (GKG) und PS2123-2SL (GKG).	25

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 17: Der Gehalt an organischem Kohlenstoff in beiden analysierten Sedimentkernen bzw. -oberflächen PS2122-1SL (GKG) und PS2123-2SL (GKG).	26
Abb. 18: Variation der Verhältnisse von organischem Kohlenstoff und Stickstoff in verschiedenen Tier- und Pflanzengruppen (vgl. Scheffer & Schachtschabel 1984, Bordowskiy 1965a,b, Hollerbach 1985).	27
Abb. 19: "Van-Krevelen-Diagramm"	28
Abb. 20: C/N-Verhältnisse und die Ergebnisse der Rock-Eval Pyrolyse für beide analysierten Sedimentkerne bzw. -oberflächen PS2122-1SL (GKG) und PS2123-2SL (GKG).	29
Abb. 21: Beziehung zwischen dem C/N-Verhältnis und dem Verhältnis TOC/Ton.	31
Abb. 22: Beziehung zwischen Kaliumdioxid und fixiertem anorganischem Stickstoff im Sediment (vgl. Müller 1977).	32
Abb. 23: TOC/S ₂ -Diagramm.	33
Abb. 24: Vergleich des Wasserstoffindex HI (PS2123-2SL) vor und nach der Korrektur durch die Methode von Langford & Blanc Vallerond (1990).	33
Abb. 25a: Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope, gemessen an der Foraminifere <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> sin. (Ehrenberg) im analysierten Sedimentkern PS2122-1SL.	35
Abb. 25b: Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope, gemessen an der Foraminifere <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> sin. (Ehrenberg) im analysierten Sedimentkern PS2123-2SL.	35
Abb. 26: Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenprofile sowie Karbonatgehalt und Anzahl der Foraminiferen pro Gramm Sediment de Kernen NP90-39 vom Kontinentalhang westlich Spitzbergens (nach Andersen et al. 1993, unpubl.)	37
Abb. 27a: Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofil (b) des Korns 21535-8 aus der Fram-Straße aufgetragen gegen die Tiefe. Die Einstufung der einzelnen Isotopenstadien erfolgte durch Korrelation zu anderen Kernen aus dem Europäischen Nordmeer (Vogelsang 1990) und wurde zeitlich an der etablierten Sauerstoffisotopen-Chronologie von Imbrie et al. (1984) geeicht. Für die zeitliche Einstufung der jüngeren Kernabschnitte (Stadium 1 und 2) wurden die vorhandenen ¹⁴ C-Datierungen zur Einteilung der Stadiengrenzen herangezogen. Die ¹⁴ C-Alter sind in den Abbildungen jeweils durch Pfeile markiert (Köhler 1992)	37

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 27b: Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofile (b) des Kerns 21533-3 vom Yermak Plateau des Nordpolarmeeres aufgetragen gegen die Teufe (nach Köhler 1992).	38
Abb. 28: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie für den Kern PS2122-1SL.	39
Abb. 29: Sedimentations- und Gesamt-Akkumulationsrate für den Kern PS2122-1SL.	41
Abb. 30: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie für den Kern PS2123-2SL.	42
Abb. 31: Sedimentations- und Gesamt-Akkumulationsraten für den Kern PS2123-2SL.	44
Abb. 32: "Zusammenfassung der Indikatoren für "offenes Wasser und saisonale Eisbedeckung" und für "Eisbedeckung und verstärkter Eintrag eistransportierten Materials" für die Fram-Straße für den letzten Glazial/Interglazialzyklus. Zusätzlich aufgeführt sind die Gletschervorstöße auf Spitzbergen (Mangerud et al. 1990) und die Funde von Schreibkreidefragmenten (Spielhagen 1990)" (übernommen von Hebbeln 1991).	46
Abb. 33: Kerndiagramm der parallelisierten geochemischen und sedimentologischen Parameter der Station PS2122-1 in Bezug auf das Alter.	47
Abb. 34: Kerndiagramm der parallelisierten geochemischen und sedimentologischen Parameter der Station PS2123-2 in Bezug auf das Alter.	48
Abb. 35: Akkumulationsrate und Gewichtsprozent des biogenen Opalgehaltes des analysierten Kerns PS2122-1SL.	49
Abb. 36: Beziehung zwischen der Sauerstoffisotopenstratigraphie und dem Kiesanteil im Sediment für den Kern PS2122-1SL.	50
Abb. 37: Akkumulationsrate der Grobfraction der analysierten Kerne PS2122-1SL und PS2123-2SL.	51
Abb. 38: Akkumulationsrate von Kalziumkarbonat der analysierten Kerne PS2122-1SL und PS2123-2SL.	51
Abb. 39: Akkumulationsrate des organischen Kohlenstoffs der analysierten Kerne PS2122-1SL und PS2123-2SL.	52
Abb. 40: Zusammenstellung der von Mangerud et al. (1992) postulierten Gletschervorstöße an der Westküste Spitzbergens (Isfjord), dem Anteil an eistransportierten Material in beiden analysierten Kernen und der Sauerstoffisotopenstratigraphie des Kerns PS2122-1SL.	54

Verzeichnis der Abbildungen**Seite**

Abb. 41: Vor- und Rückstoß der Gletscher an der Westküste Spitzbergens im Hochglazial des Stadiums 2 (vgl. Mangerud et al. 1990).	61
Abb. 42: Ausdehnung der Gletscher an der Nordwestküste Spitzbergens im letzten Hochglazial des Stadiums 2 (vgl. Salvigsen & Österholm 1982).	61
Abb. 43: Beziehung zwischen der Sauerstoffisotopenstratigraphie und dem Kiesanteil im Sediment für den Kern PS2123-2SL.	63
Abb. 44: Kurzbeschreibung der Oberflächenzirkulationsmuster I bis V für die Fram-Straße und Angaben über Tiefenwasserbildung in der Norwegisch-Grönländischen See, sowie die Oberflächenzirkulationsmuster I bis V in der Fram-Straße während der letzten 500.000 Jahre (übernommen von Hebbeln 1991).	69
Abb. 45: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen, -glaziologischen und -klimatischen Situation an der Nordwestküste Spitzbergens im Holozän.	70
Abb. 46: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen, -glaziologischen und -klimatischen Situation an der Nordwestküste Spitzbergens im Hochglazial der Weichselvereisung.	71
Abb. 47: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen, -glaziologischen und -klimatischen Situation an der Nordwestküste Spitzbergens in Stadium 4.	72
Abb. 48: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen, -glaziologischen und -klimatischen Situation an der Nordwestküste Spitzbergens während der Enteisung am Ende des Hochglazials.	73

Verzeichnis der Tabellen**Seite**

Tab. 1: Bearbeitete Kerne und Anzahl der jeweils entnommenen Proben.	9
Tab. 2: Standardsubstanzen für die CHN-Analyse.	14
Tab. 3: Korrektur des Kohlenstoff/Stickstoff-Verhältnisses nach der Methode von Mogilevkina (1964) an sieben Proben der analysierten Sedimentkerne PS2122-1SL und PS2123-2SL.	30

Anhang

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 1: Überblick über alle gemessenen und statistisch ermittelten Rohdaten des Kernes PS2122-1SL (1. Teil).	86
Abb. 2: Überblick über alle gemessenen und statistisch ermittelten Rohdaten des Kernes PS2122-1SL (2. Teil).	87
Abb. 3: Überblick über alle gemessenen und statistisch ermittelten Rohdaten des Kernes PS2123-2SL (1. Teil).	88
Abb. 4: Überblick über alle gemessenen und statistisch ermittelten Rohdaten des Kernes PS2123-2SL (2. Teil).	89
Abb. 5: Detaillierte Beschreibung des Schwerelotkerns PS2122-1SL.	91
Abb. 6: Detaillierte Beschreibung des Schwerelotkerns PS2123-2SL.	93

1. Einleitung und Zielsetzung

Die Polarregionen der Erde beeinflussen die ozeanische und atmosphärische Zirkulation und damit das globale Klimasystem. Besonders die Ausdehnung des Meereises im Arktischen Ozean gilt als wichtiger Steuerungsmechanismus für mögliche globale Klimaveränderungen (Clark 1990). Das Eis bedeckt ca. 10 % der gesamten Ozeanfläche der nördlichen Hemisphäre (vgl. Untersteiner 1990). Kleinste Veränderungen in diesem System haben drastische Konsequenzen für die Zirkulation der Atmosphäre (Allison 1982, Hupfer 1991). Die Kenntnis der spätquartären Entwicklung des Arktischen Ozeans und seiner Randgebiete kann wichtige Erkenntnisse für die Erstellung von globalen ozeanischen und atmosphärischen Zirkulationsmodellen liefern und damit zum Verständnis der zu erwartenden globalen Klimaveränderungen beitragen (Hebbeln 1991). Zusammenfassende Arbeiten über den bisherigen Stand der Sedimentationsentwicklung im Arktischen Ozean liegen derzeit in Herman (1989), Bleil & Thiede (1990) und Grantz et al. (1990) vor.

Die vorliegende Arbeit soll nun helfen, anhand detaillierter sedimentologischer und organisch-geochemischer Untersuchungen den letzten Glazial/Interglazial-Zyklus im Nordwesten Spitzbergens zu entschlüsseln und damit einen Baustein zur Rekonstruktion der prä- bis postglazialen Geschichte des Svalbard Archipels liefern. Das Ziel der Arbeit ist die Rekonstruktion der paläoozeanographischen, -klimatischen und -glaziologischen Verhältnisse im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus an der Nordwestküste Spitzbergens (80°N) anhand von Sedimentkernen und Sedimentoberflächen.

Die Verwirklichung dieser Zielsetzung soll anhand sedimentologischer/organisch-geochemischer (Karbonatgehalt, Gehalt und Zusammensetzung der organischen Substanz) und biologischer Parameter (Verteilung und Häufigkeit planktischer Foraminiferen) sowie durch die quantitative Bestimmung der eistransportierten Terrigenfracht vollzogen werden.

Grundvoraussetzung ist eine möglichst genaue stratigraphische Einordnung der Sedimente, die durch Messungen der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* sin. (Ehrenberg 1861) erfolgt. Die Isotopendaten liefern weiterhin wichtige Informationen über Schmelzwasserzuflüsse.

Es soll dabei versucht werden, die folgenden Fragen zu beantworten:

- Lassen sich die untersuchten Parameter mit Glazial/Interglazialschwankungen korrelieren?
- Ist eine Rekonstruktion der Meereisverhältnisse an der Nordwestküste Spitzbergens im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus möglich?

- Geben die analysierten Parameter Hinweise auf Veränderungen der paläoozeanischen Zirkulation, insbesondere der Ausbreitung des nördlichsten Ausläufers des Golfstroms, des Westspitzbergenstroms?
- Lassen sich anhand der Sedimentationsentwicklung Aussagen über Veränderungen in der Ausdehnung der Gletscher an der Nordwestküste Spitzbergens ableiten?

Zusammenfassend sollen Unterschiede in der Sedimentationsentwicklung der jeweiligen Isotopenstadien gesammelt werden, um die Charakteristiken der Glazial-, Deglazial- und Interglazialphasen an der Nordwestküste Spitzbergens herauszuarbeiten.

2. Untersuchungsgebiet

Der Arktische Ozean ist eines der klimatisch sensitivsten Gebiete des Weltozeans. Mit seiner wechselnden Meereisbedeckung hat er maßgeblichen Einfluß auf die Variabilität des Weltklimas (Clark 1990). Da er fast landumschlossen ist, entspricht er geographisch gesehen einem typischen Mittelmeer (vgl. Dietrich et al. 1975).

Durch die Fram-Straße, der einzigen Tiefenwasserverbindung zum Europäischen Nordmeer zwischen Grönland und dem Svalbard Archipel, erfolgen die wichtigsten Zu- und Abflüsse des Arktischen Ozeans. Besonders die Oberflächenwassermassen unterscheiden sich durch einen erheblichen Wärmeimport durch den Westspitzbergenstrom (WSC), dem nördlichsten Ausläufer des Golfstroms, am Westrand des Svalbard Archipels und einem kalten Ausfluß über den Ostgrönlandstrom (EGC) an der Westseite der Fram-Straße. Ebenso werden im gesamten europäischen Sektor der Arktis die Meereisausdehnung und der Transport durch beide Ströme gesteuert (vgl. Wadhams 1981b).

2.1 Physiogeographie und Hydrographie

Das Untersuchungsgebiet liegt im Hangbereich des Kontinentalrandes nordwestlich von Spitzbergen und reicht von 80°10'N 09°51'4"E bis 80°23'4" 07°33'E. Im Grenzbereich zwischen Grönland- und Barents See stellt es als Übergangszone zum Nansen Becken ein wichtiges Bindeglied zwischen östlicher Hocharktis und der vom Westspitzbergenstrom beeinflussten Meeresgebiete dar (vgl. Abb. 1).

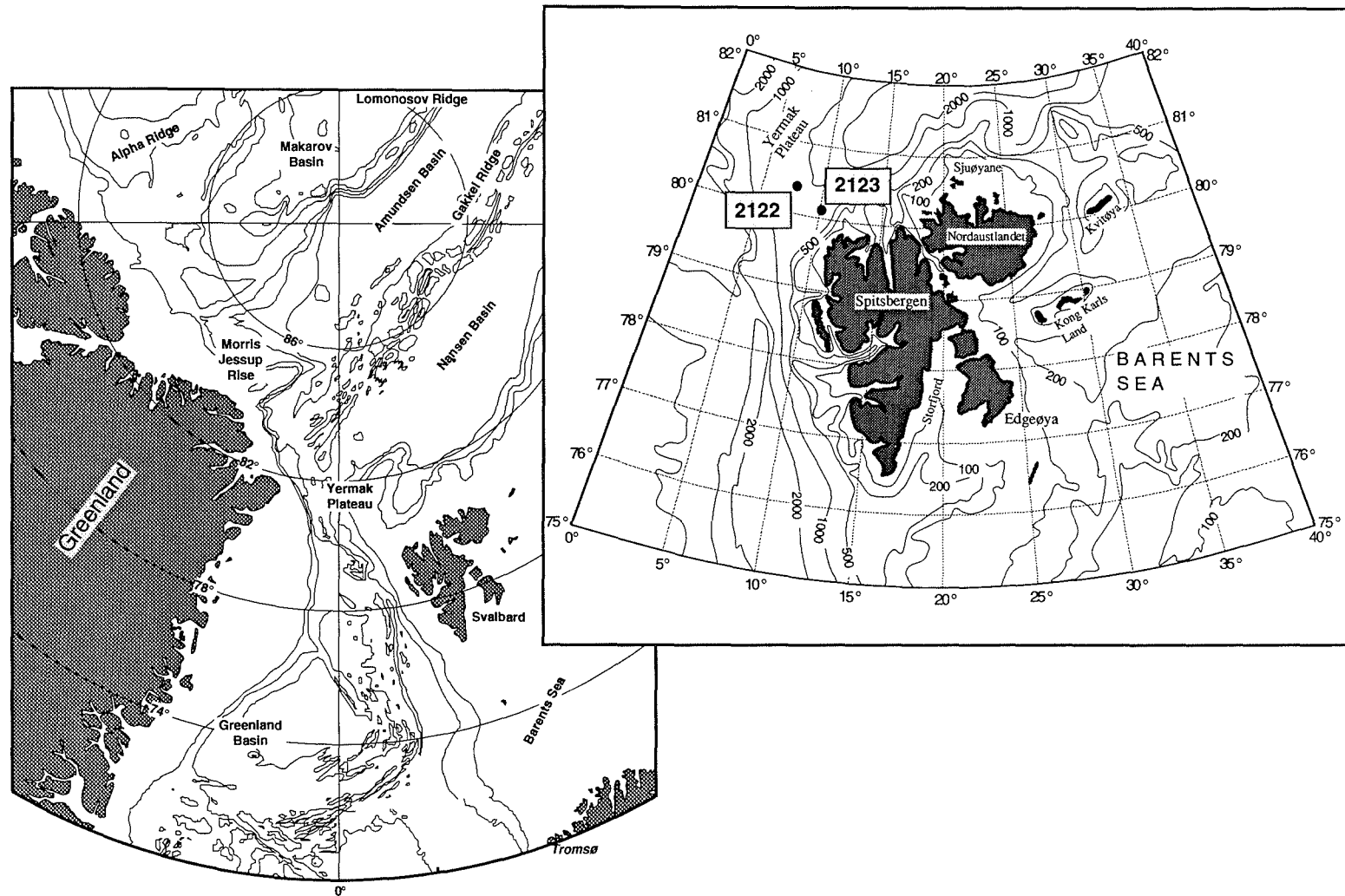


Abb. 1: Die Grönland- und Norwegen See mit einem vergrößerten Ausschnitt des Svalbard Archipels und den Kernlokationen (Grundlage: H. Grobe 1993).

Ausführliche Arbeiten über rezente ozeanographische Verhältnisse im Europäischen Nordmeer und dem Arktischen Ozean liegen von Aagaard et al. (1985, 1987, 1989) und Aagaard (1981) vor.

Im Arktischen Ozean kennzeichnen zwei Driftsysteme die Oberflächenströmung: der Beaufort Wirbel im Amerasischen Becken und die Transpolar-Drift im Eurasischen Becken. Sie fördern den Transport von Meereis und arktischem Oberflächenwasser über den Ostgrönlandstrom (EGC) an der Westseite der Fram-Straße nach Süden. Das Areal des EGC ist ca. 100 km breit und das Wasser nur schwach salin ($< 34,4 \text{ ‰}$) und sehr kalt ($< 0 \text{ °C}$). Die durchschnittliche Eisdriftgeschwindigkeit beträgt nach Thorndike & Colony (1982) ca. 1-3 cm/s bzw. 6 km/Tag. Starke Windgeschwindigkeiten über den Haupttransportsystemen, dem Beaufort Wirbel und der Transpolar-Drift fördern die Bewegung des Packeises entlang der Ostküste Grönlands nach Süden (vgl. Strübing 1968).

Den gegenläufigen, atlantikwasserführenden Westspitzbergenstrom (WSC) an der Ostseite der Fram-Straße kennzeichnen zumeist hohe Wassertemperaturen $> 0 \text{ °C}$ und hohe Salzgehalte von $> 35 \text{ ‰}$. Die Abkühlung des Stromes im Bereich der nördlichen Fram-Straße führt durch zunehmende Salinität und Dichte zu einer Tiefenwasserbildung. In Höhe des Untersuchungsgebietes überschichten arktische Oberflächenwasser mit Salinitäten von 32-34 ‰ das Wasser des WSC. Maximale Wassertemperaturen von $+5,1 \text{ °C}$ (Yermak-Plateau) im Sommer in 200-300 m Wassertiefe lassen jedoch auf eine ausgeprägte Existenz des WSC schließen (Schauer et al. 1991). Oberflächennahe hydrologische Untersuchungen belegen seinen gegenwärtigen Einfluß im Nordwesten Spitzbergens bis 81° N (vgl. Strömberg 1989). Die Folge ist eine weitgehende Eisfreiheit mit gelegentlicher Packeisbedeckung im Winter und eine zumeist vollkommene Eisfreiheit im Sommer sowie einer durchschnittlichen Jahreslufttemperatur von ca. -6 °C auf dem nahegelegenen Svalbard Archipel (Langzeitmittel der Station Ny Alesund, ca. 150 km südlich des Untersuchungsgebietes im Kongsfjord gelegen) (Steffensen 1982). Starke Nord- bzw. Nordwestwinde und das Ausbleiben des Wärmezustroms über den WSC können zu wochenlanger Bedeckung von 2-5 m mächtigem Packeis führen.

Zwischen EGC und WSC erstreckt sich das Gebiet der "Arktischen Domäne", deren Oberflächenwasser saliner und wärmer als das polare, jedoch weniger salin und kälter als das atlantische Wasser ist (vgl. Swift & Aagaard 1981).

Der Absinkvorgang des wärmeren Atlantikwassers in der nördlichen Fram-Straße bildet durch Vermischungvorgänge mit Schelfwasser das Arktische Zwischenwasser (AIW), das nach Anderson et al. (1989) in Wassertiefen von 200-1000 m beobachtet werden kann. Die Tiefenwassererneuerung erfolgt in erster Linie in der Grönländisch-Norwegischen See (Nansen 1906). Ein wichtiger Bestandteil der Erneuerung sind ebenfalls hochsalinare und sehr dichte Lösungen, die bei der Bildung von Meereis auf den Schelfgebieten freiwerden. Nach Aagaard (1989) fördert dieser "hypercooling"-Prozess die Produktion von dichtem Wasser und damit

eine anhaltende Konvektion in der Wassersäule. Die daraus resultierenden Tiefenströmungen sind nach Bohrmann (1991) noch weitgehend unbekannt, nehmen jedoch als Arktisch-Ozeanisches Tiefenwasser (AODW) ca. 60 % des gesamten Wasservolumens im Arktischen Ozean ein. Abbildung 2 zeigt die gegenwärtig charakteristischen Oberflächenströmungen im europäischen Sektor der Arktis.

Das Nordpolarmeer hat eine Fläche von ca. $1,2 \cdot 10^7 \text{ km}^2$ und ist zum größten Teil permanent mit Packeis bedeckt. Die Eismenklatur der WMO (1970) definiert jede Art von Meereis, außer Festeis und Neueis, als Packeis oder Treibeis. Gesteuert und angetrieben wird das Eis durch Meeresströmungen, Windstärken, -richtungen, Corioliskraft, Gezeiten, internem Eisdruck u.a. (vgl. Kovacs 1972). Das Meereis des Nordpolarmeeres ist zumeist mehrjähriges Packeis, während die Fjorde Svalbards von einjährigem bis zweijährigem Festeis bedeckt sind. Die maximale und minimale Meereisausdehnung um den Svalbard Archipel in den Jahren 1919-43 (A) und 1988 (B) zeigt Abbildung 3.

2.2 Geologischer Überblick

Der Arktische Ozean wird durch den Lomonossow-Rücken in das Amerasische Becken im Westen und das Eurasische Becken im Osten getrennt. Das Eurasische Becken wird vom vulkanogen aktiven Nansen-Gakkel-Rücken (NGR) durchzogen. Er stellt den nördlichsten Teil des ca. 70.000 km langen Mittelozeanischen Rückens dar und reicht von der Fram-Straße bis zum Kontinentalrand der Laptev See, wo er unter einer mächtigen Sedimentbedeckung abtaucht ($82^\circ\text{N } 2^\circ\text{W} - 80^\circ\text{N } 125^\circ\text{E}$).

Die Öffnung des Eurasischen Beckens vollzog sich nach Srivastava (1985) und Ziegler (1989) im frühen Paläozän durch Meeresbodenspreizung. Die Fram-Straße wird nach Crane et al. (1982) als Transformsystem interpretiert, das in mehrere kleine Spreizungszentren und Transformverwerfungen zerbrochen ist. Besonders entlang der Hornsund-Störungszone bewegen sich seit dem mittleren Eozän die amerasischen und eurasischen Plattengrenzen auseinander (Myhre & Eldholm 1988).

Östlich der Fram-Straße bildet der Svalbard Archipel den nordwestlichsten Rand des kontinentalen Spitzbergen-Barents-Schelfes. Dieser umschließt eine Fläche von $1.300.000 \text{ km}^2$ und dehnt sich zwischen dem Svalbard Archipel im Nordwesten, der norwegischen Küste im Süden und der Kara See im Osten aus. Das geologische Spektrum reicht von gefalteten präkambrischen Metamorphiten, über paläozoische Tonschiefer, Kalke und Sandsteine, bis hin zu mesozoischen und tertiären Klastiten.

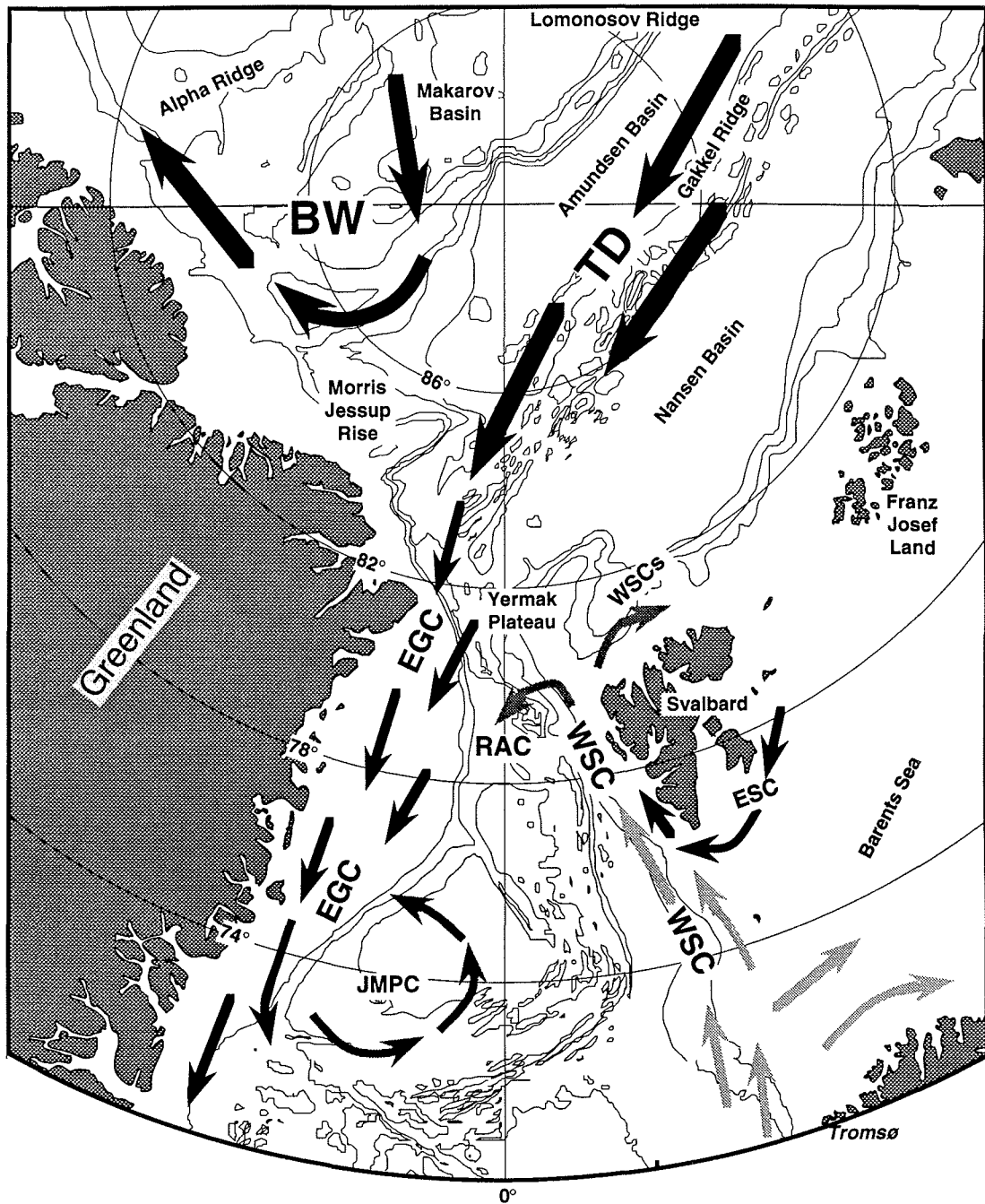


Abb. 2: Charakteristische Oberflächenströmungen im europäischen Sektor der Arktis (TD: Transpolare Driftströmung; BW: Beaufort Wirbel; EGC: Ostgrönlandstrom; WSC: Westspitzbergenstrom; ESC: Ostspitzbergenstrom; JMPC: Jan-Mayen Polarstrom; RAC: Rückwärtiger Atlantikstrom; WSCs: Absinkender Westspitzbergenstrom; nach Johannessen et al. 1986).

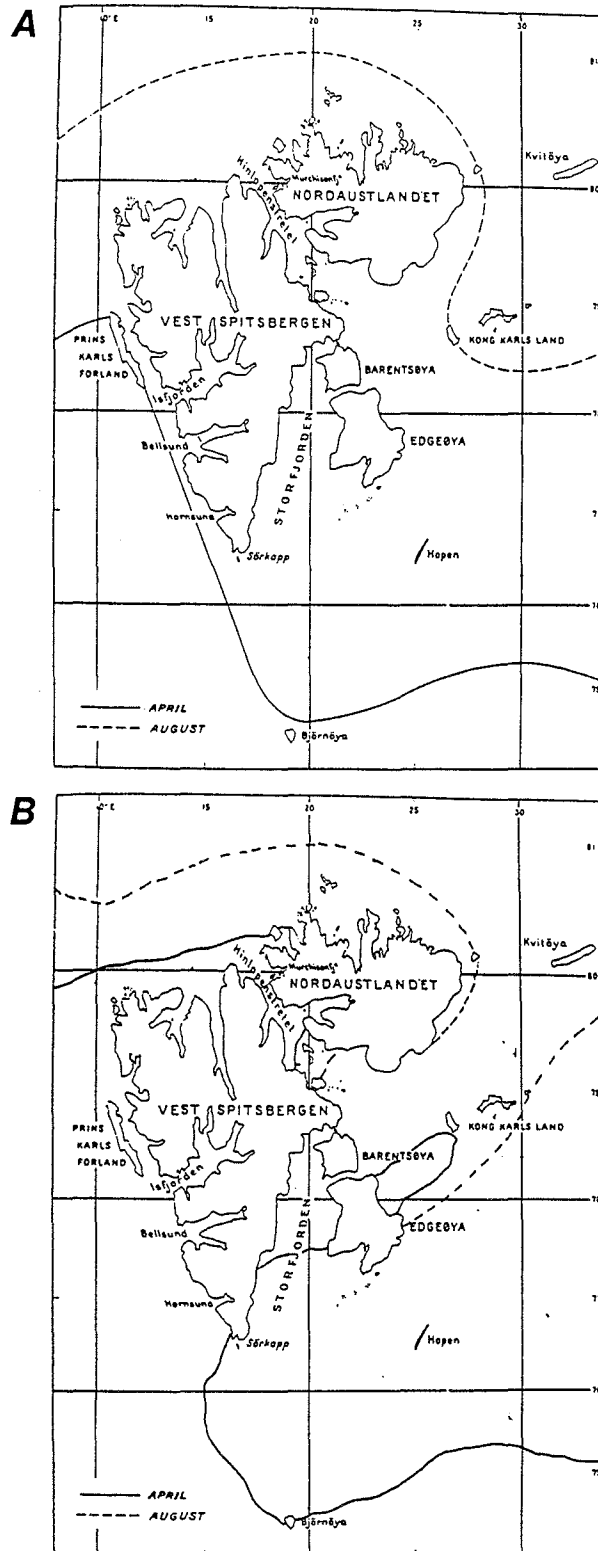


Abb. 3: Vergleich der max. und min. Meereisausdehnung um den Svalbard Archipel in den Jahren 1919-43 (A) und 1988 (B) (nach Lunde 1963, Eckhardt, Gallas & Tonn 1988).

In die Sedimente des oberen Mesozoikum sind vereinzelt Basalte miteingebettet. Die tektonischen Prozesse in den Becken und Schwellen der Barents See spiegeln sich in den angrenzenden Inseln und Kontinenten wider (vgl. Herman 1989, Sundvor & Austegard 1990).

Die geologische Situation des Svalbard Archipels ist gekennzeichnet durch eine fast durchgehende Abfolge vom Präkambrium bis zum Quartär. Devonische Sand- und Siltsteine bilden neben dem Kristallin des Hekla-Hoek (Präkambrium - Mittelordovizium) das Hauptspektrum der Nordwest- und Nordküste. Flachlagernde mesozoische Gesteinseinheiten treten bevorzugt im Süden und Südosten auf, während braunkohleführende Flöze besonders in Tertiärbecken an der Westküste zu finden sind (Birkenmajer 1981). Abbildung 4 gibt einen Überblick über die Vielfalt des geologischen Spektrums auf und um den Svalbard Archipel.

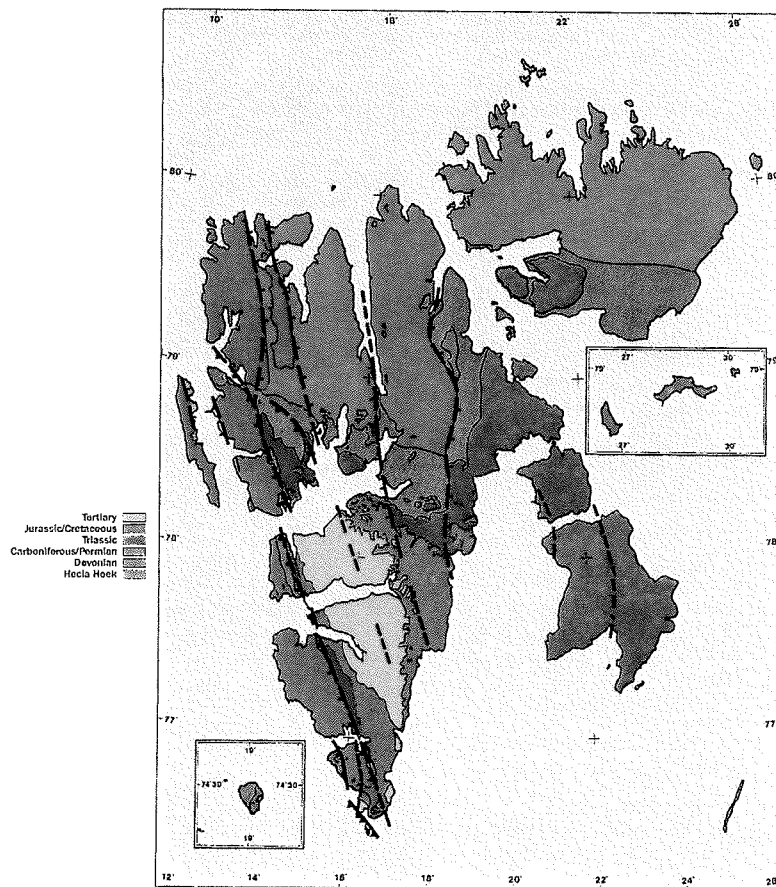


Abb. 4: Überblick über die geologische Situation des Svalbard Archipels (Worsley & Aga 1986).

3. Materialien und Methodik

3.1 Probennahme

Die bearbeiteten Sedimentkerne PS2122-1Sl, PS2123-2Sl, und Großkastengreifer PS2122-1GKG und PS2123-2GKG wurden während der "Polarstern"-Expedition ARK VIII/2 genommen (Rachor 1992) (Tab.1). Die Kernlokationen und die Wassertiefen im Untersuchungsgebiet sind in Abbildung 1 und 5 aufgeführt. Zur ungestörten Entnahme von Oberflächenproben wurde der Großkastengreifer verwendet (nach Gerdes 1990), das Schwerelot diente zur Entnahme längerer Sedimentkerne.

Tab.1: Bearbeitete Kerne und Anzahl der jeweils entnommenen Proben.

Kernnummer	Gerät	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Wasser- tiefe (m)	Kern- länge (cm)	Proben- anzahl
		N	E			
PS 2122-1	GKG	80°23.4	07°33.0	705	40	21
PS 2123-2	GKG	80°10.0	09°51.4	571	35	18
PS 2122-1	SL	80°23.4	07°33.0	705	578	77
PS 2123-2	SL	80°10.4	09°51.4	571	648	70

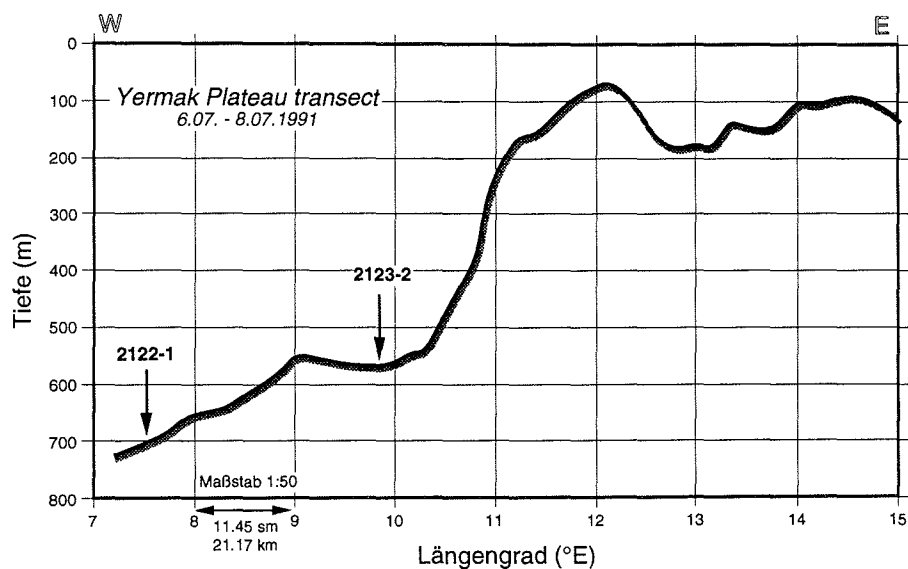


Abb. 5: Darstellung der Wassertiefen im Untersuchungsgebiet.

3.2 Beprobung

Die schematischen Darstellungen in Abbildung 6 und 7 veranschaulichen die Beprobung eines Sedimentkernes und die durchgeführten Arbeitsschritte. Neben der Bestimmung von Karbonat, organischem Kohlenstoff, Gesamtstickstoff, der Durchführung der Rock-Eval Pyrolyse und der Auswertung der Radiographien zur Bestimmung der Eisfrachtverteilung und Sedimentstrukturen, sollte eine stratigraphische Einordnung durch Messungen der stabilen Sauerstoffisotope an der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma sin.* (Ehrenberg) durchgeführt werden. Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse wurden von Dr. Hannes Grobe zur Verfügung gestellt.

In Abbildung 7 sind die einzelnen Arbeitsschritte detaillierter aufgeschlüsselt. Von Bedeutung sind vor allem die Bestimmung des organischen Kohlenstoffs, des Karbonatgehalts, des Wasserstoff-Index HI und des C/N-Verhältnisses. Desweiteren wurde aus der Feuchtraumdichte und der Porosität¹ die Gesamtakkumulationsrate und die Akkumulationsrate der einzelnen Komponenten errechnet.

Nach dem Aufschneiden und Zerlegen des Sedimentkernes in eine Archivhälfte und eine Arbeitshälfte wurde die Oberfläche zunächst beschriftet, geglättet und anschließend fotografiert. Nach der Beschreibung der sichtbaren Merkmale wie Farbe (nach MUNSELL SOIL COLOR CHART 1954), Struktur und Textur erfolgte die Beprobung an der Arbeitshälfte. In den jeweiligen Beprobungstiefen wurden jeweils 5 ml Proben zur Bestimmung des Wassergehalts, der Dichte, der geochemisch-sedimentologischen Parameter und 5 ml Proben für die Korngrößenanalyse entnommen. An der Restprobe wurde die Grobfraction $> 63 \mu\text{m}$ für das Auslesen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma sin.* abgetrennt. Der Abstand der Beprobung richtete sich nach den Besonderheiten (Grenzen) und der Beschaffenheit des Sediments und lag zumeist zwischen 5 und 15 cm.

¹ Diese beiden Parameter gehen aus der Bestimmung des Wassergehalts, der Trockendichte und des Volumens hervor (vgl. Melles 1992).

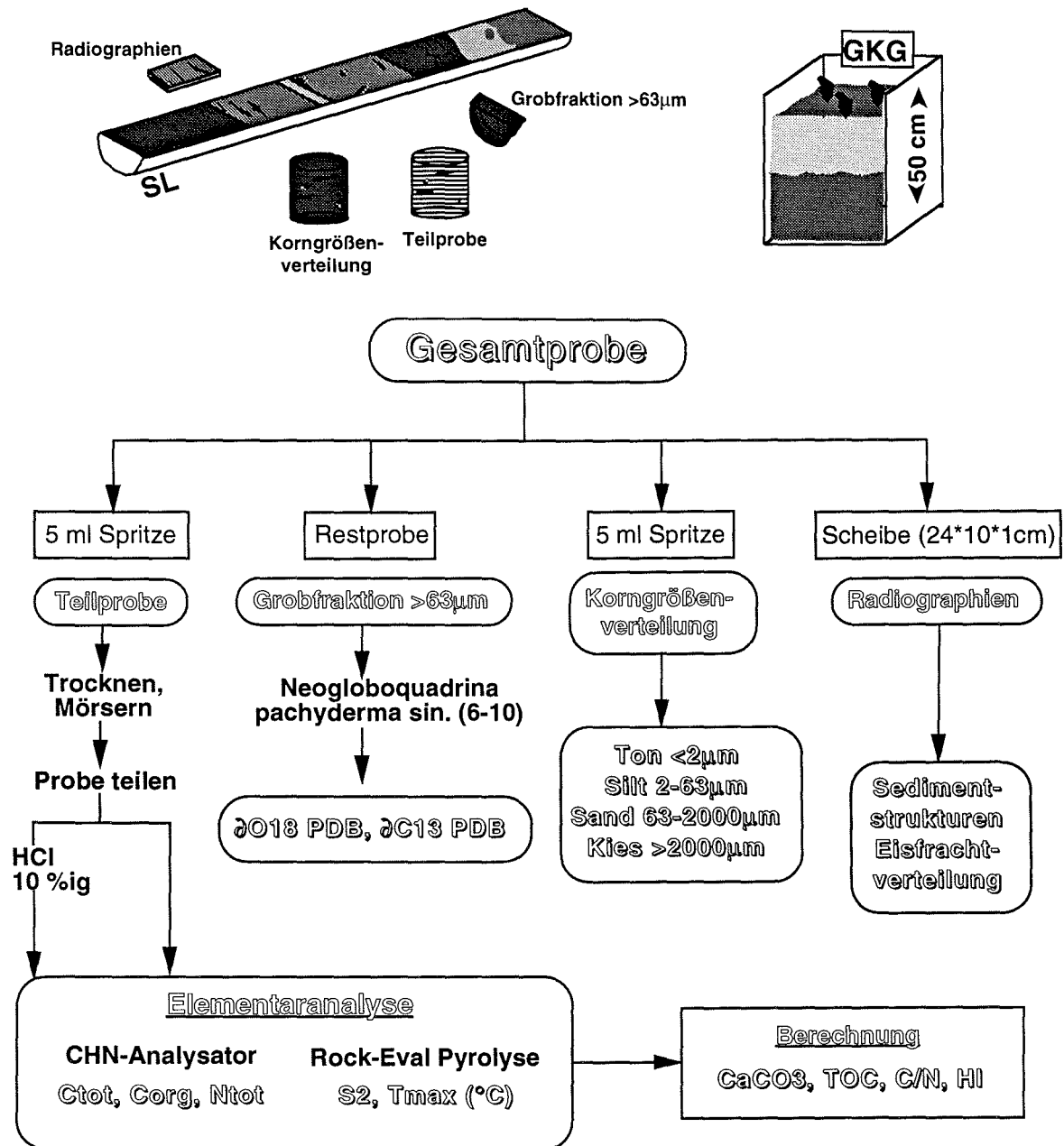


Abb. 6: Schematische Darstellung der methodischen Anwendungen in der vorliegenden Arbeit.

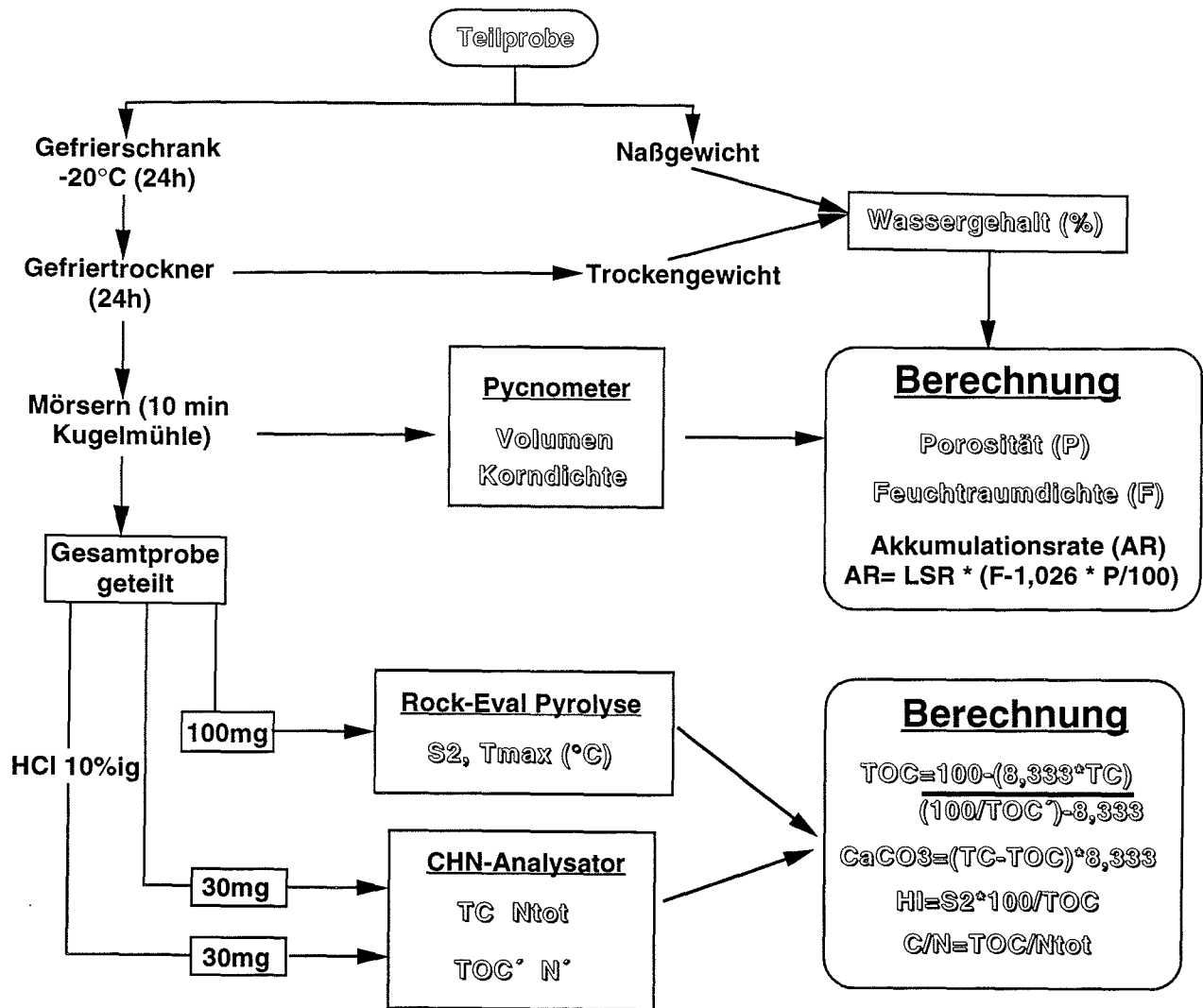


Abb. 7: Detaildarstellung (schematisch)

3.3 Radiographien und Eisfracht

Der Kernbeschreibung folgt die Abtrennung von Sedimentscheiben im Format von 27,5 * 11 * 1 cm. Dazu werden Plastikdeckel nacheinander in die Kernhälften hineingedrückt, markiert und mit einer Kunststoffsehn vom übrigen Kern abgeschnitten. Die Präparate werden glattgestrichen, verschweißt und je nach Lithologie in den Röntgengeräten HP 43805 bzw. HP 43855A (Faxitron Serie) der Firma HEWLETT PACKARD 14-15 min bei 32-35 kV geröntgt. Die Auswertung der Sedimentgefüge und -struktur, sowie die Auszählung des eistransportierten Materials (IRD= ice rafted debris) nach der Methode von Grobe (1986, 1987) erfolgt an den Negativen über einem Leuchttisch.

3.4 Bestimmung von Wassergehalt und Dichte

Die Bestimmung des Wassergehalts und der Dichte wird für die Berechnung der Akkumulationsrate benötigt. Zunächst wird die Naßprobe gewogen und anschließend 24 h tiefgefroren. Nach weiteren 24 h in einem Lyoval Gefriertrockner der Firma LEYBOLD-HERAEUS werden die Proben nochmal gewogen. Der Wassergehalt wird folgendermaßen errechnet:

$$w (\%) = \frac{\text{Naßgewicht (g)} - \text{Trockengewicht (g)}}{\text{Trockengewicht (g)}} * 100 \quad (1)$$

Die Trockendichte und das Volumen des analysenfeinen Materials wurden am Pycnometer "Manual AccuPyc 1330" der Firma MICROMERITICS bestimmt. Die gemörserten Proben werden eingewogen, und das Gewicht über eine digitale Anzeige einem Pycnometer zugeordnet. Der Meßvorgang erfolgt automatisch und dauert ca. 15-25 Minuten. Das Ergebnis wird in g/ccm und ccm angegeben.

3.5 Bestimmung von Gesamt-Kohlenstoff und -Stickstoff

Die Bestimmung von Gesamt-Kohlenstoff und -Stickstoff erfolgte an allen Proben mit einem Elementaranalysator CHN-O Rapid der Firma HERAEUS. Der Vorgang dieser Meßmethode beginnt mit dem Einwiegen von 30 mg der gemörserten und getrockneten Probe in ein Zinn-schiffchen. Durch die katalytische Wirkung des Zinns werden in direkter Umgebung der Sedimentprobe im Verbrennungsofen Temperaturen von ca. 1400 °C erreicht. Nach vollständigem Aufschluß der Probe werden die Verbrennungsprodukte CO₂ und verschiedene Stickoxide über einen He-Trägerstrom durch ein Quarzrohr mit Kupferdraht geleitet, wodurch die Stickoxide zu elementarem Stickstoff reduziert werden. Anschließend wird das CO₂ in einem Kupferrohr mit Silikagel aufgefangen, während der Stickstoff in einem Wärmeleitfähigkeitsdetector (WLD) gegen einen unkontaminierten Helium-Vergleichsstrom gemessen wird. In einem zweiten Analyseschritt wird das "gefangene" CO₂ freigegeben und ebenfalls im WLD ermittelt. Die Standardabweichung des Geräts liegt bei 0,2 % für Kohlenstoff und Stickstoff.

Der Fehlerbetrachtung muß bei dieser Analyse besonderer Bedeutung zugemessen werden. Bei jedem neuen Start wird eine Tageseichung des Geräts durch Standardmessungen mit Acetanilid durchgeführt. In regelmäßigen Abständen wird die Messung der Proben mit einem internen Standard (ST 001: Lias-Schwarzschiefer) kontrolliert (vgl. Tab. 2).

Tab.2: Standardsubstanzen für die CHN-Analyse.

Standard	Kohlenstoff Gew.-%	Stickstoff Gew.-%
Acetanilid	71,09	10,36
ST 001	0,6-0,8	0,04-0,08

Zur absoluten Kontrolle der Ergebnisse wurden Doppelmessungen durchgeführt. Die Abweichungen der Kohlenstoffmessungen lagen bei 0,02 % (PS2123-2SL), die der Stickstoffmessungen bei 0,01 % (ca. 20 % des Gesamtstickstoffgehaltes) (PS2123-2SL). Die Folgen dieser Fehler machen sich besonders in den C_{org}/N_{tot}-Verhältnissen bemerkbar. Bereits geringe Abweichungen in den extrem niedrigen Gesamtstickstoffgehalten der Sedimente führen zu erheblichen Schwankungen der C/N-Verhältnisse (vgl. Kap. 5.4).

3.6 Bestimmung von organischem Kohlenstoff- und Karbonatgehalt

Der organische Kohlenstoff (TOC') wurde - zusammen mit dem Stickstoff (N') - an der karbonatfreien Probe ebenfalls im CHN-Gerät bestimmt (vgl. Kap. 3.5). Dazu wurde zuvor das Karbonat mittels 10 %iger Salzsäure gelöst. Der benötigte Gehalt an organisch gebundenem Kohlenstoff der Gesamtprobe (TOC) errechnet sich dann nach folgender Gleichung:

$$\text{TOC (\%)} = \frac{100 - (8.333 * \text{TC})}{(100/\text{TOC}') - 8.333} \quad (2)$$

Der Gehalt an Karbonat im Sediment berechnet sich aus Gesamtkohlenstoff (TC) und organisch gebundenem Kohlenstoff (TOC) nach folgender Gleichung:

$$\text{CaCO}_3 (\%) = (\text{TC} - \text{TOC}) * 8.333 \quad (3)$$

3.7 Rock-Eval-Pyrolyse

Nach Espitalié et al. (1977) und Peters (1986) dient die Rock-Eval-Pyrolyse zur Bewertung der thermischen Reife und der Qualität der terrigen-marinen organischen Substanz. Der Analysezyklus erfolgt in drei Stufen (vgl. Abb. 8) (Espitalié et al. 1984, Tissot & Welte 1984).

Die leichtflüchtigen Kohlenwasserstoffe werden bis 300 °C aufgeheizt und in einem Flammen-Ionisations-Detektor (FID) gemessen (S1-Peak). Die Kerogene werden bei 300-550 °C in leichtere Kohlenwasserstoffe aufgespalten und im FID registriert (S2-Peak). Die Temperatur, bei der die maximale Freisetzung von Kohlenwasserstoffen erfolgt, wird als T_{max} (°C) bestimmt. Während der Pyrolyse des organischen Materials werden die entstehenden CO_2 -Gase zwischen 300-370 °C aufgefangen². Nach Aufheizung der Falle auf 250 °C wird das CO_2 in einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor (WLD) gemessen (S3-Peak).

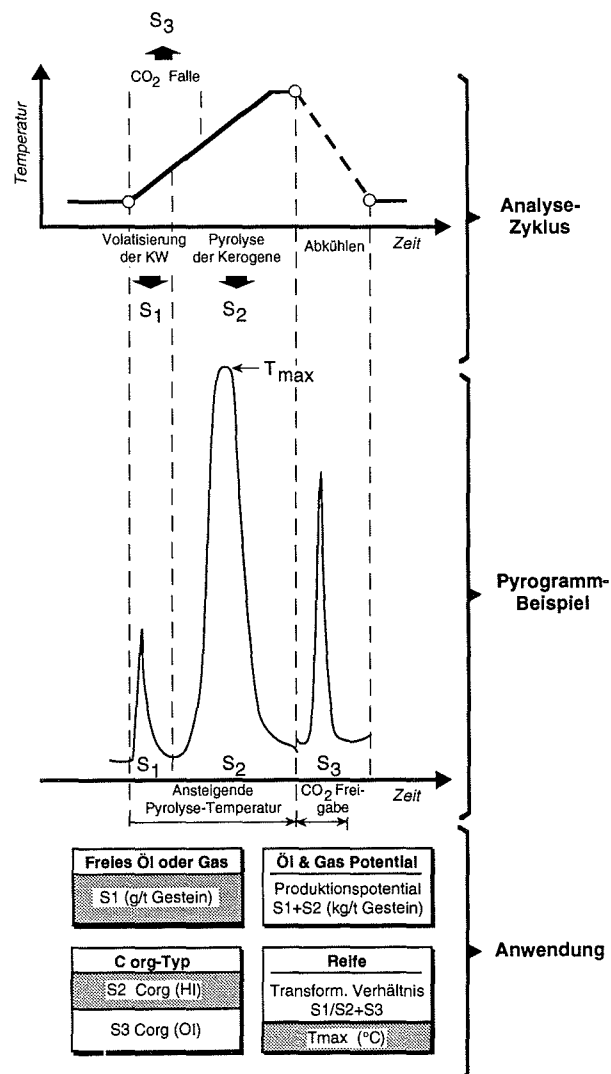


Abb. 8: Schematische Darstellung des Analysevorganges bei der Rock-Eval Pyrolyse einschließlich der Anwendungs- bzw. Interpretationsmöglichkeiten. (Unterlegte Parameter werden in der vorliegenden Arbeit diskutiert, nach Tissot & Welte 1984).

² Bei höheren Temperaturen würden die CO_2 -Gase der Karbonate ebenfalls registriert werden.

3.8 Bestimmung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Die Bestimmung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope erfolgte an der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* sin. (Ehrenberg) (Abb. 9). Die Foraminiferen sollten möglichst vollständig intakt sein und keine Anzeichen von sekundärem Kristallwachstum oder Lösungsveränderungen aufweisen. Die Größe der Foraminiferen sollte soweit möglich zwischen 125 und 250 μm liegen, damit Einflüsse durch unterschiedliche Lebensräume im Verlauf der ontogenetischen Entwicklung der Foraminiferen minimiert werden (Melles 1992).

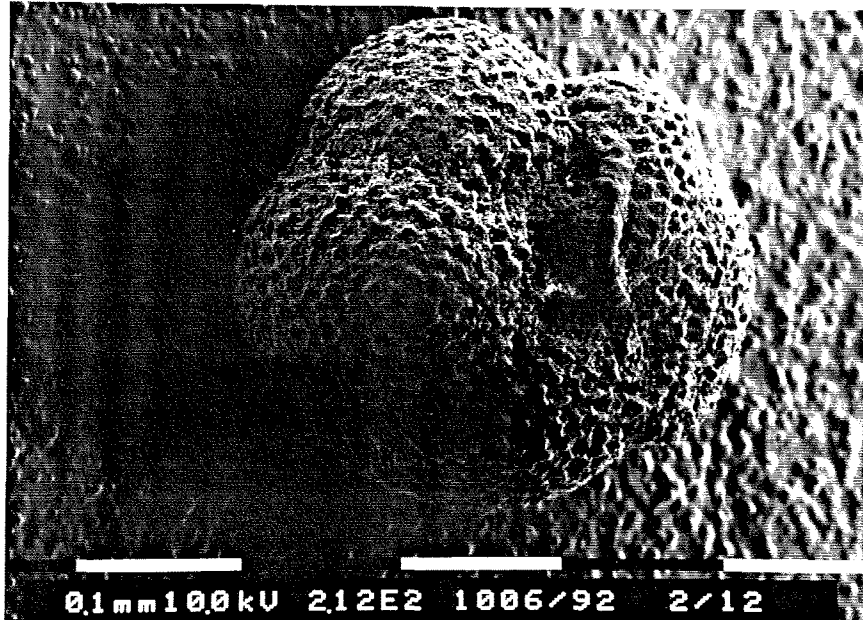


Abb. 9: *Neoglobobulimina pachyderma* sin. (Ehrenberg 1861).

In einer Karbonataufbereitungsanlage (FINNIGAN, MAT) werden die Schalen mit 100 %iger Orthophosphorsäure bei 75 °C zur Reaktion gebracht und zersetzt. In einem Massenspektrometer (FINNIGAN, MAT 251) werden die entstandenen CO_2 -Gase aufgefangen und gegen ein PDB-Standardgas (Pee Dee Belemnite) auf ihre Isotopenzusammensetzung gemessen (Craig 1957). Nach folgender Gleichung können die Verhältnisse ausgedrückt werden:

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Probe}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}} * 1000}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}} \quad (4)$$

$$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Probe}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}} * 1000}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}} \quad (5)$$

3.9 Sedimentations- und Akkumulationsraten

Die Berechnung der linearen Sedimentationsrate (LSR) resultiert aus der Beziehung: Mächtigkeit der abgelagerten Sedimente pro Zeiteinheit (Stratigraphie) (vgl. Kap. 5). In diesem Verhältnis werden Kompaktionseffekte durch Sedimentauflast oder Schichtlücken jedoch nicht berücksichtigt. Die Bestimmung der Gesamt-Akkumulationsrate aus LSR, Porosität und Naßdichte dagegen gibt eine Abschätzung der tatsächlich abgelagerten Sedimentmenge pro Fläche und Zeit ($\text{g/cm}^2/\text{ky}$). Sie errechnet sich nach van Andel et al. (1975) und Thiede et al. (1982) aus folgender Gleichung:

$$\text{AR}_{\text{Ges}} = \text{LSR} * (\text{ND} - 1.026 * (\text{PO}/100)) \quad (6)$$

AR Ges = Gesamtakkumulationsrate, LSR = Lineare Sedimentationsrate, ND = Naßdichte, PO = Porosität

Die Akkumulationsrate von einzelnen Sedimentkomponenten (AR Komp) läßt sich nach folgender Formel berechnen:

$$\text{AR}_{\text{Komp}} = (\text{Komp}/100) * \text{LSR} * (\text{ND} - 1.026 * (\text{PO}/100)) \quad (7)$$

4. Ergebnisse

Die Ergebnisdarstellungen werden durch grundsätzliche Anmerkungen zum Verständnis einiger untersuchter Parameter und eine ausführliche Fehlerbetrachtung bei der Bestimmung der Zusammensetzung der organischen Substanz komplettiert. Im Anhang sind alle gemessenen Rohdaten aufgeführt.

4.1 Kernbeschreibung

Makroskopisch sichtbare Unterschiede treten kaum auf. Es dominieren Ton-Silt-Gemische mit geringen, manchmal auch größeren Anteilen an Sand. Lagen von Sand und Kies können mit dem bloßen Auge nicht erkannt werden, sind in den Radiographien aber deutlich nachzuweisen. Die untersuchten Sedimentkerne zeigen einheitliche Wechsel von dunkelgrauen über braune bis olive Farbtöne. Anhand von Photographien der Kernhälften können Hell-Dunkel

Zyklen mit verschiedenen Übergangsstadien unterschieden werden (Abb. 10). Auffällig sind die helleren Farbtöne in mittleren Abschnitten, die von schwarzen Sequenzen regelmäßig unterbrochen werden. In den oberen und unteren Abschnitten dominieren in beiden Kernen Übergangsfarbtöne. Ansätze von Lamination können fast über die gesamten Kernabschnitte verfolgt werden. Auch sulfidische Konkretionen treten immer wieder in dunkelfarbigem Kernsequenzen auf. Dropstones, sowie Kohlebruchstücke, finden sich über die gesamte Kernlänge. Intensive Bioturbationsspuren können bis 80 (PS2122-1SL) bzw. 110 cm (PS2123-2SL) in beiden Kernen anhand der Radiographien beobachtet werden. In größeren Tiefen können vermehrt strukturlose, geschichtete und laminierte Bereiche, aber auch Diamiktite unterschieden werden. Bioturbationsspuren treten dagegen immer mehr in den Hintergrund. Typische Strukturbeispiele sind an vier Radiographieabzügen in Abbildung 11 zu unterscheiden.

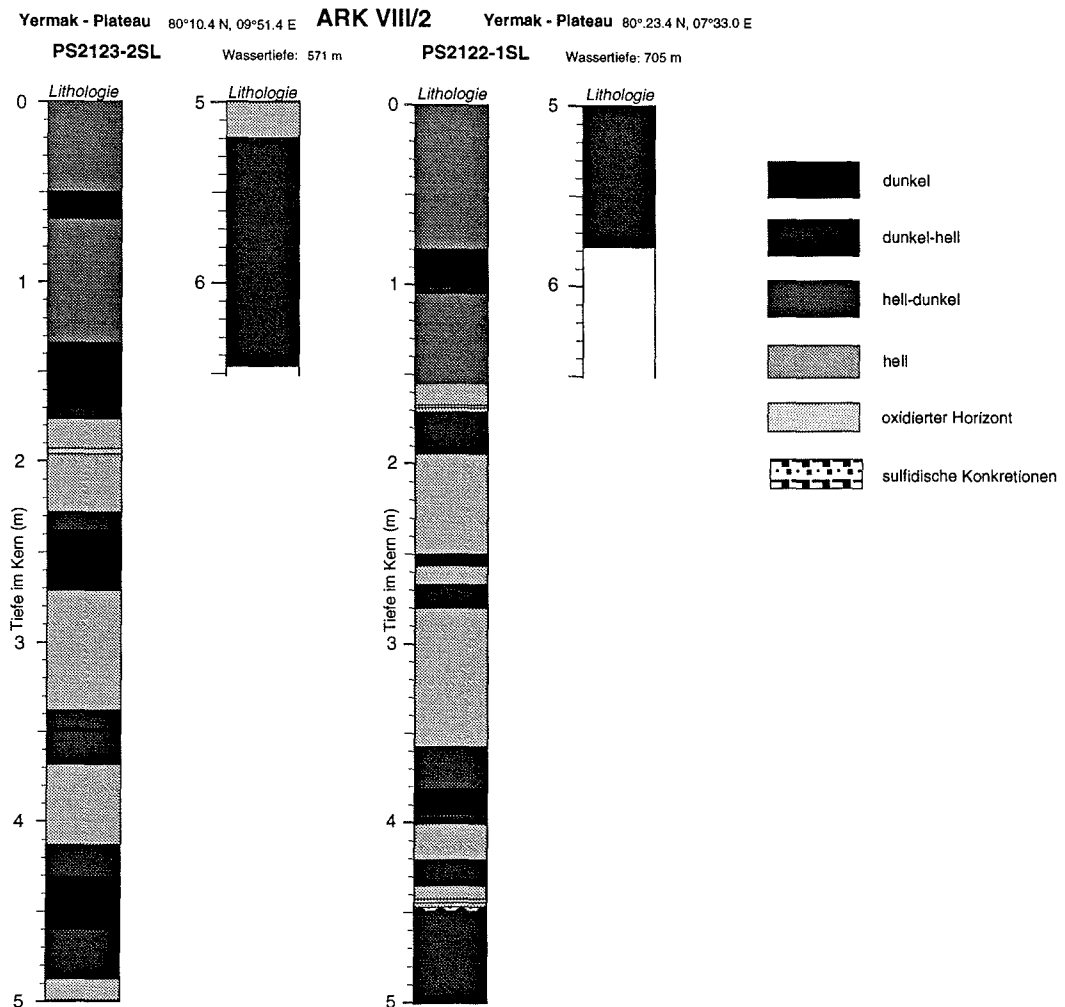


Abb. 10: Hell-Dunkel Zyklen der analysierten Kernhälften.

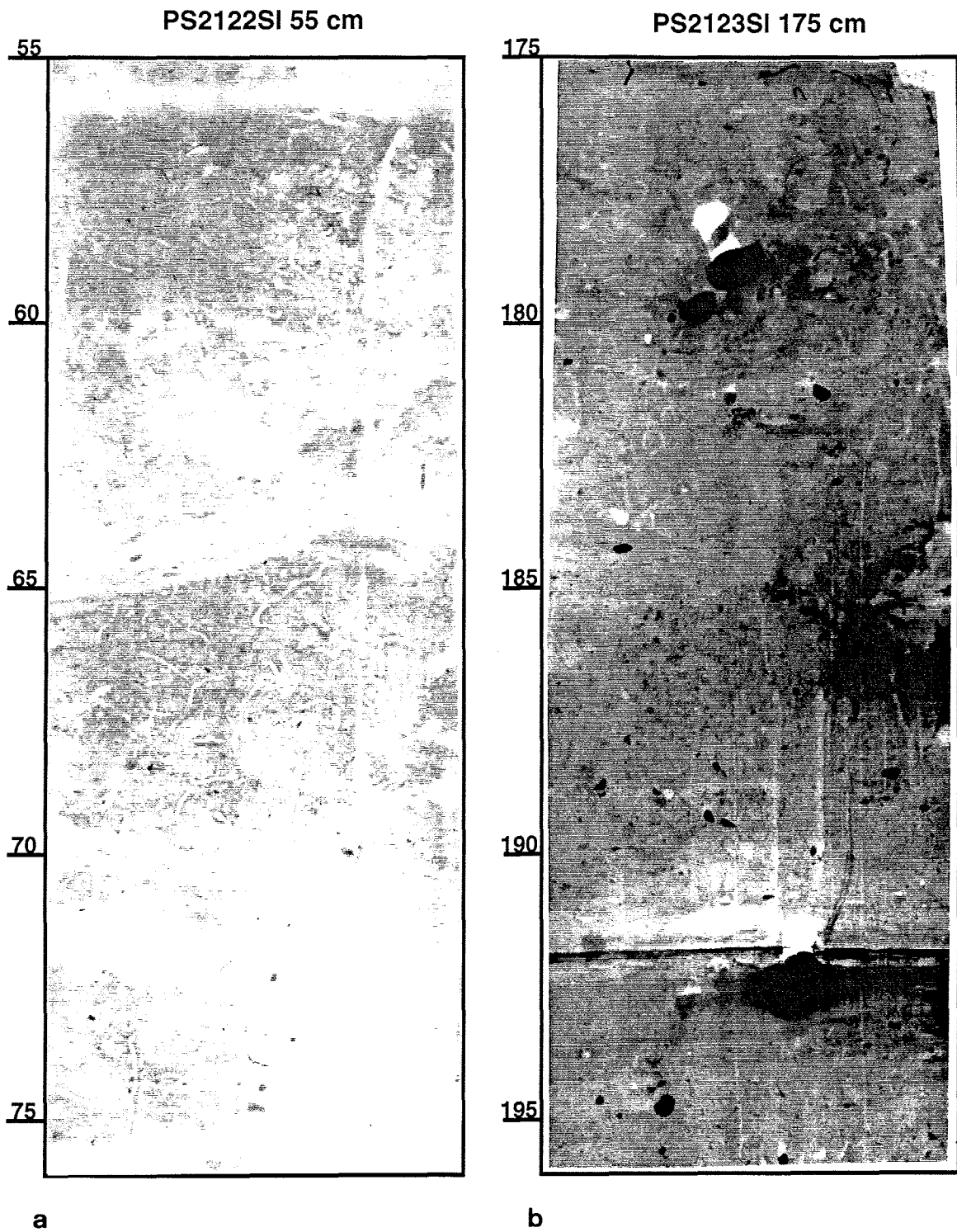


Abb. 11 a,b: Typische Strukturbeispiele in den analysierten Kernen PS2122-1SL und PS2123-2SL.

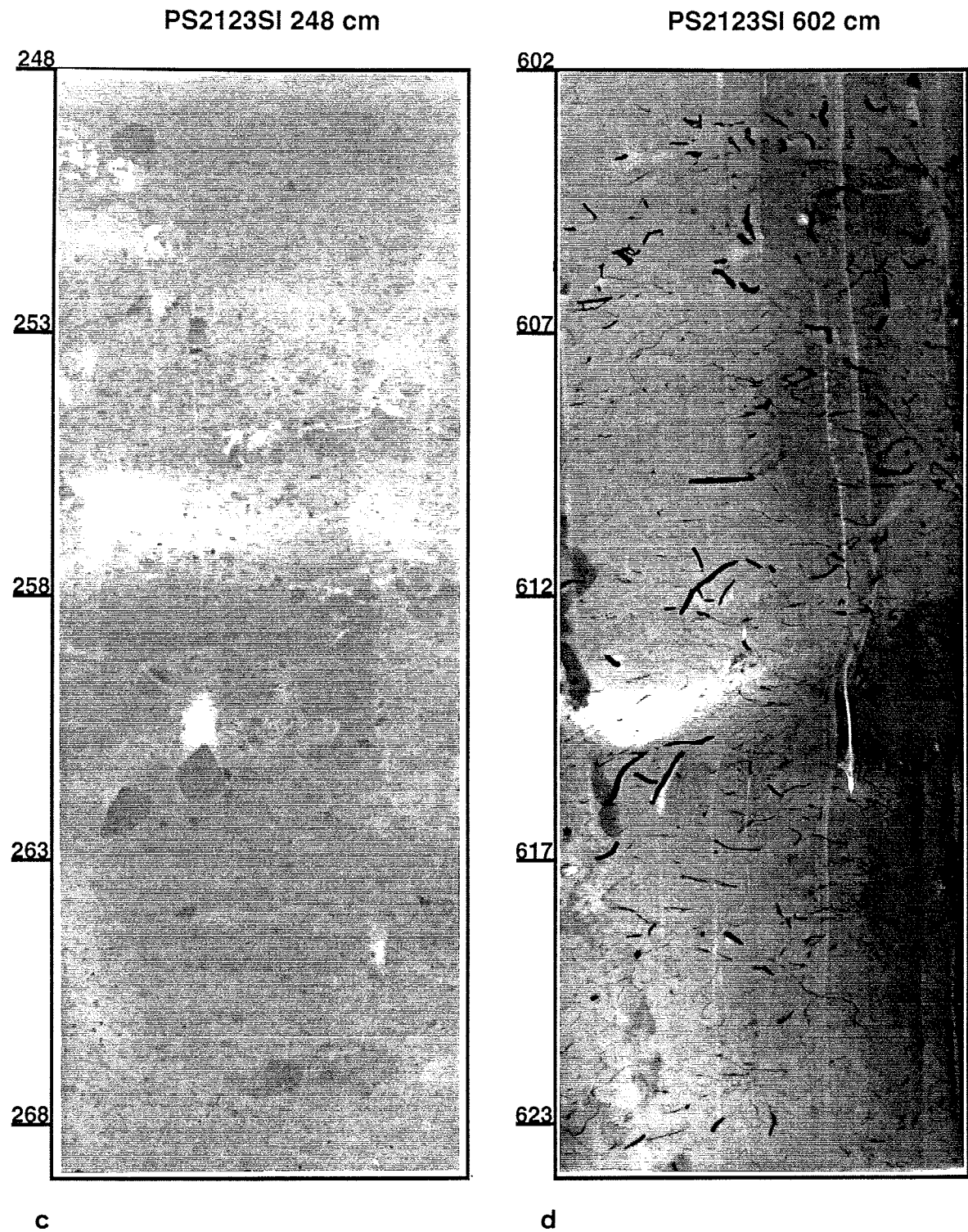


Abb. 11 c,d: Typische Strukturbeispiele in den analysierten Kernen PS2122-1SL und PS2123-2SL.

An der Oberfläche der analysierten Kerne ist das Sediment inhomogen und teilweise geschichtet (Abb. 11a). Auffällig ist die Vielzahl an Bioturbationsspuren (Chondrites-Bauten) und der geringe Anteil an terrigenem Material.

Mit zunehmender Teufe (Abb. 11b) verstärkt sich die Inhomogenität des Sediments. Die Menge an Terrigenmaterial nimmt deutlich zu, während Bioturbationsspuren erkennbar abnehmen. Die Ablagerungsbedingungen, die die Bildung des oxidierten Horizonts in 192 cm Tiefe (PS2123-2SL) verursacht haben, spiegeln sich auch im landferneren Kern (PS2122-1SL) wider.

In Abbildung 11c ist vorwiegend terrigenes, kantiges bis kantengerundetes Material zu unterscheiden. Bioturbationsspuren treten nur noch vereinzelt auf. Diese Ablagerungsbedingungen stellen Einzelereignisse dar und gehen vermutlich auf Abschmelzprozesse zurück.

An der Basis der analysierten Kerne (Abb. 11d) zeichnen sich die homogenen Sedimente durch intensive, teilweise pyritisierte Bioturbationsspuren (Chondrites-Bauten) und geringe IRD-Gehalte aus.

4.2 Wassergehalt und Dichte

Der Wassergehalt in beiden untersuchten Kernen schwankt durchschnittlich zwischen 20 und 40 %. In PS2123-2SL ist, trotz einer deutlichen Abnahme von 37 % auf 18 % an der Oberfläche, eine generelle Abnahme des Wassergehalts mit der Tiefe zu erkennen. Auffällig ist der gleichmäßigere Verlauf in Kern PS2123-2SL. In beiden Kernen kann bei 250 cm eine plötzliche Abnahme des Wassergehalts im Sediment festgestellt werden. Weiterhin ist ein deutlicher Rückgang bei 450-500 cm in Kern PS2122-1SL zu beobachten, der in PS2123-2SL nicht nachvollzogen werden kann (Abb. 12).

Die Variationsbreite der Trockendichte liegt zwischen 2,6 und 2,73 g/ccm. Auch hier fällt der gleichmäßigere Verlauf von PS2123-2SL sofort ins Auge. Ob die ungewöhnlich niedrigen Werte in den obersten 50 cm ebenfalls auf methodische Fehler zurückzuführen sind, kann nicht eindeutig geklärt werden. Ein leichter Anstieg mit der Teufe ist trotz Unregelmäßigkeiten im Verlauf der Kurven zu beobachten (Abb. 13).

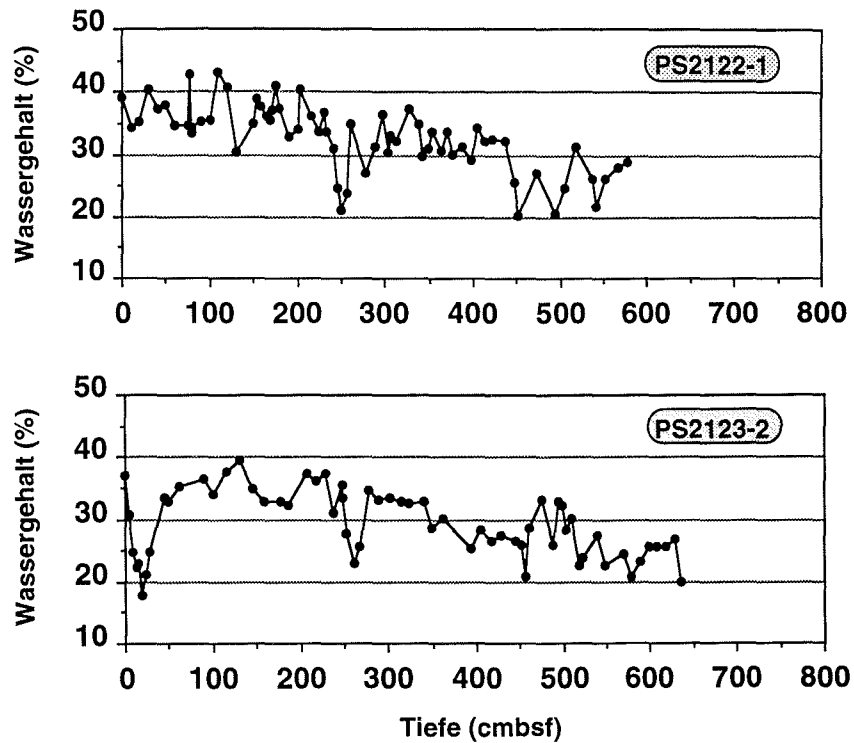


Abb. 12: Der Wassergehalt in beiden analysierten Sedimentkernen PS2122-1SL und PS2123-2SL.

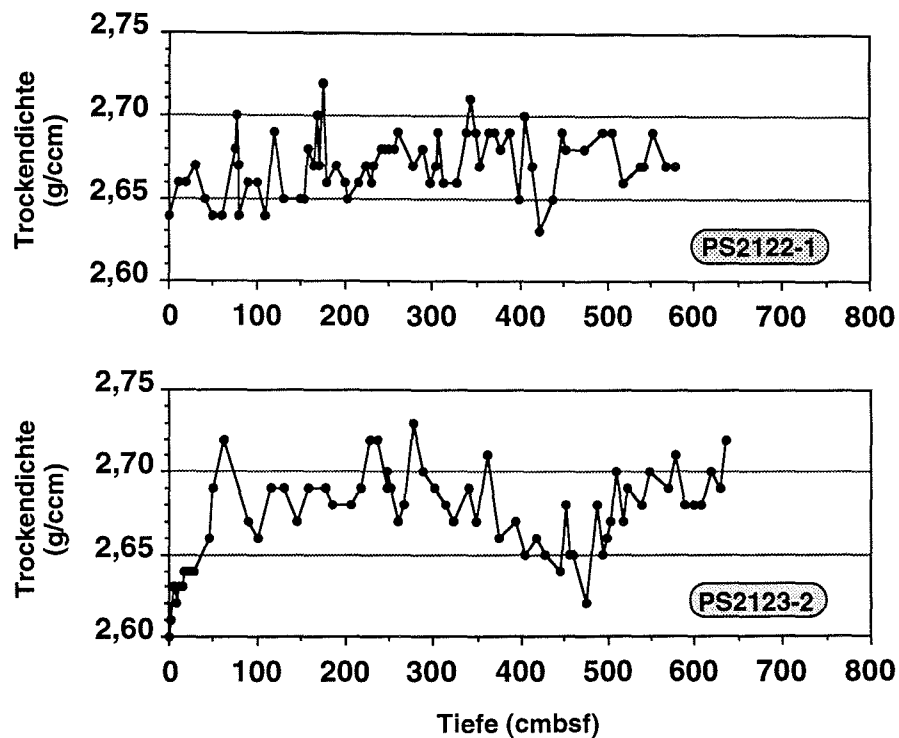


Abb. 13: Die Trockendichte der beiden analysierten Sedimentkerne PS2122-1SL und PS2123-2SL.

4.3 Eistransportiertes Material und Grobfraktionsanteile

Die Anzahl an eistransportiertem Material (IRD= Ice rafted debris) pro 11 cm² schwankt zwischen 0 und 23 Partikel³. Ausgeprägte Maxima sind in beiden Kernen um 250 und zwischen 400 und 450 (PS2122-1SL) bzw. 400 und 490 cm (PS2123-2SL) zu beobachten. Im Kern PS2122-1SL ist zwischen 50 und 200 cm ebenfalls ein deutlicher Anstieg an eistransportiertem Material (0-7 Partikel/11 cm²) zu erkennen. Im landnäheren Kern PS2123-2SL ist in diesem Zeitraum die Variabilität zwischen Maximum und Minimum größer.

Deutliche Minima sind in PS2122-1SL zwischen 0 und 40 cm, um 300 cm, zwischen 450 und 480 cm, sowie bei 520 cm auszumachen. In PS2123-2SL liegen die Minima zwischen 0 und 20 cm, um 300 cm, 520 cm und zwischen 580 und 630 cm. Ein vollständiges Fehlen von eistransportiertem Material über einen längeren Zeitraum bleibt jedoch aus. Insgesamt fällt auf, daß im landnäheren Kern PS2123-2SL die Menge an eistransportiertem Material deutlich höher ist als im Kern PS2122-1SL (Abb. 14).

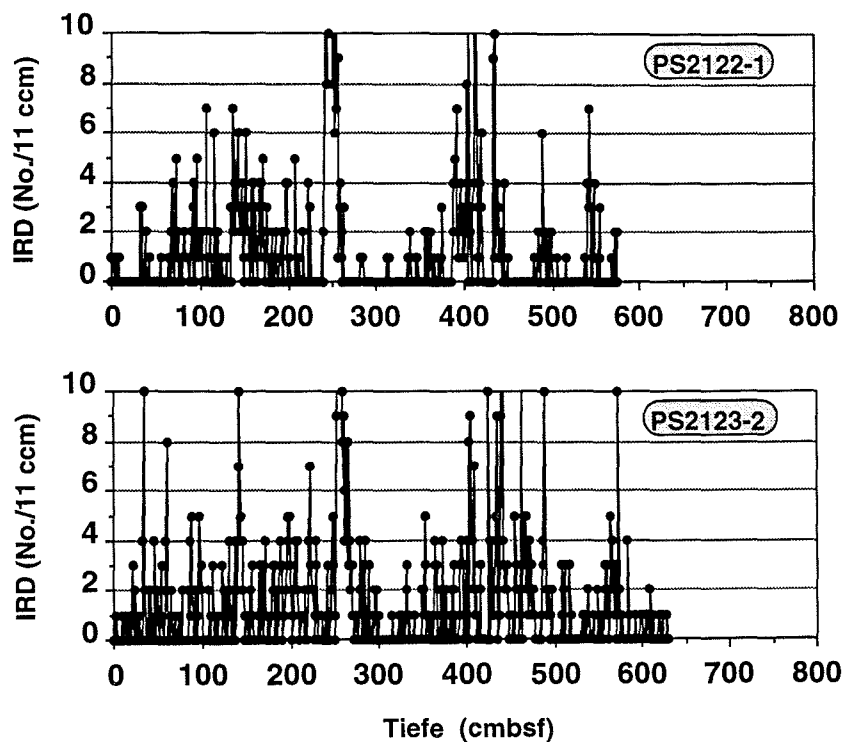


Abb. 14: Eistransportiertes Material in beiden analysierten Sedimentkernen PS2122-1SL und PS2123-2SL.

³ Analysierte Fläche anhand der Radiographien (Länge: 11 cm, Breite: 1 cm, Tiefe: 1 cm)

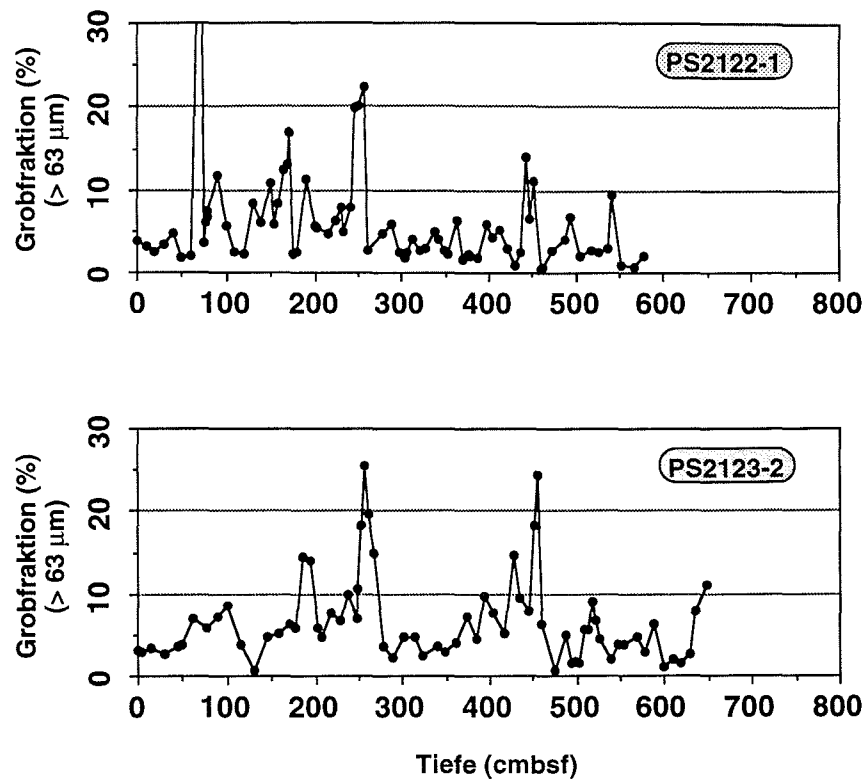


Abb. 15: Grobfraktionsanteile (> 63 µm) in beiden analysierten Sedimentkernen PS2122-1SL und PS2123-2SL.

Die Grobfraktionsanteile (> 63 µm) spiegeln die Verteilung der Maxima und Minima des eistransportierten Materials wider. Sie schwanken durchschnittlich zwischen 0 und 25 %. Bemerkenswert ist der einzelne Peak um 60 cm in Kern PS2122-1SL mit 46 % Grobfraktionsanteil, wobei 45 % davon der Sandfraktion zuzurechnen ist. Der Anstieg des Grobfraktionsanteils bei 640 cm in PS2123-2SL deutet auf ein neuerliches Maximum hin, das jedoch nicht vollständig erfasst werden konnte. Auffällig ist in PS2123-2SL die stetige Abnahme der Grobfraktionsanteile nach einem Peak bei 450, 250 und 100 cm und der darauffolgende Anstieg. Dagegen wird in PS2122-1SL der regelmäßige Verlauf der Kurve immer wieder durch deutliche Peaks bei 450, 250 und 60 cm unterbrochen (Abb. 15).

4.4 Karbonat und organischer Kohlenstoff

Der Karbonatgehalt der beiden analysierten Kerne PS2122-1SL und PS2123-2SL variiert zwischen 0 und 10 %. Deutliche Maxima sind im Kern PS2123-2SL zwischen 170 und 300 cm,

im Kern PS2122-1SL zwischen 150 und 270 cm auszumachen. Beide Maxima werden kurzfristig bei 250 cm von einem absoluten Minimum unterbrochen. Kleinere Maxima sind noch um 50 cm und 470 cm bzw. 500 cm zu beobachten (Abb. 16).

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff ist in beiden Kernen dem Karbonatgehalt gegenläufig. Die TOC-Gehalte schwanken zwischen 0,2 und 1,8 % (Oberfläche). Minima und Maxima treten in einem gleichmäßigen Wechsel auf. Auffällig ist der fast identische Verlauf der TOC-Kurven in beiden Kernen (vgl. Abb. 17).

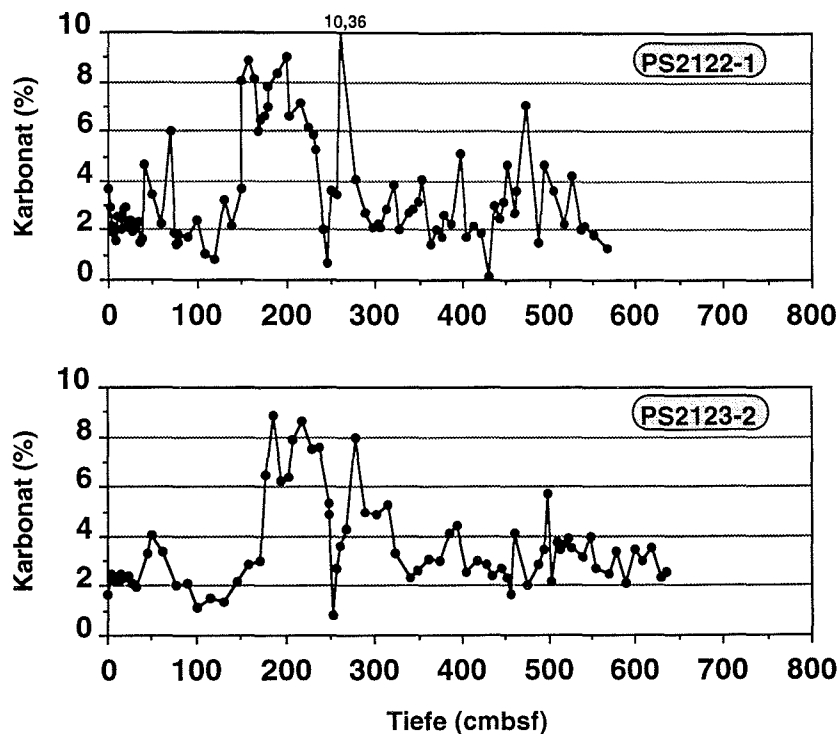


Abb. 16: Der Karbonatgehalt in beiden analysierten Sedimentkerne bzw. -oberflächen PS2122-1SL (GKG) und PS2123-2SL (GKG).

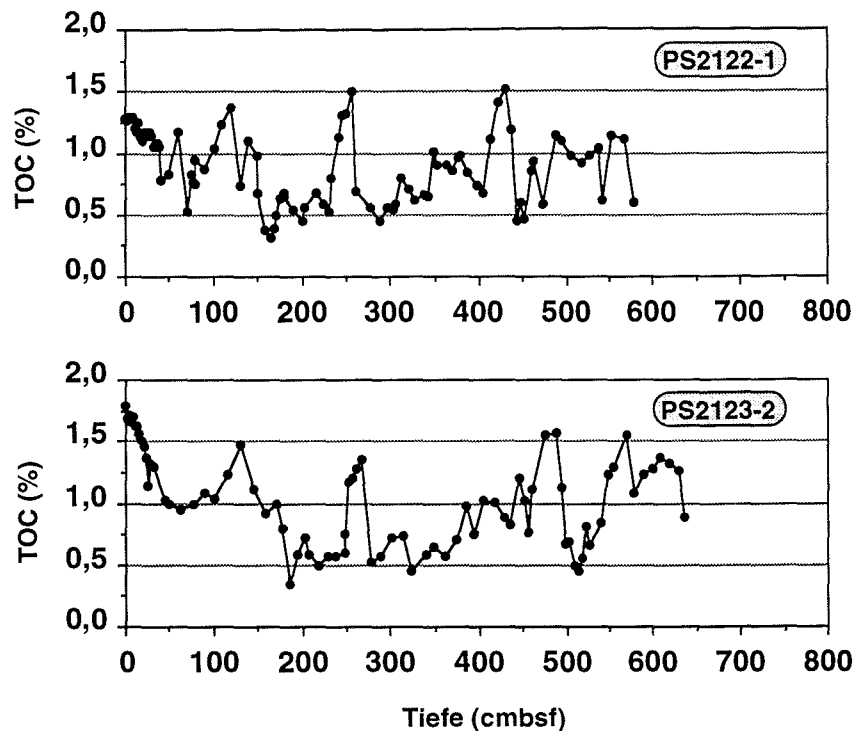


Abb. 17: Der Gehalt an organischem Kohlenstoff in beiden analysierten Sedimentkernen bzw. -oberflächen PS2122-1SL (GKG) und PS2123-2SL (GKG).

4.5 Zusammensetzung der organischen Substanz

Die Elementarverhältnisse C_{org}/N_{tot} (C/N) und die Wasserstoff-Index (HI)-Werte der Rock-Eval Pyrolyse lassen Aussagen zur Unterscheidung möglicher Ausgangsprodukte des organischen Materials zu (marin oder terrigen). Für eine genauere Charakterisierung des organischen Materials stehen als Methode die Kerogenmikroskopie, die stabilen Kohlenstoffisotope der organischen Substanz und die Gaschromatographie zur Verfügung. Nach Scheffer & Schachtschabel (1984) und Suess & Ungerer (1981) deuten niedrige C/N-Verhältnisse (4-8) auf organische Substanz von marinem Plankton und erhöhte C/N-Verhältnisse (15-200) auf organisches Material höherer Pflanzen. Die Variabilität der C/N-Verhältnisse ist auf den unterschiedlichen Stickstoffanteil in den Organismen zurückzuführen. Während in marinen Organismen der hohe Stickstoffanteil vorwiegend aus Aminosäuren in der Zellsubstanz stammt (niedrige C/N-Verhältnisse), enthält organisches Material höherer Pflanzen nur wenig stick-

stoffreiche Substanzen. In Abbildung 18 sind Variationen der Verhältnisse von organischem Kohlenstoff und Stickstoff in verschiedenen Tier- und Pflanzengruppen dargestellt.

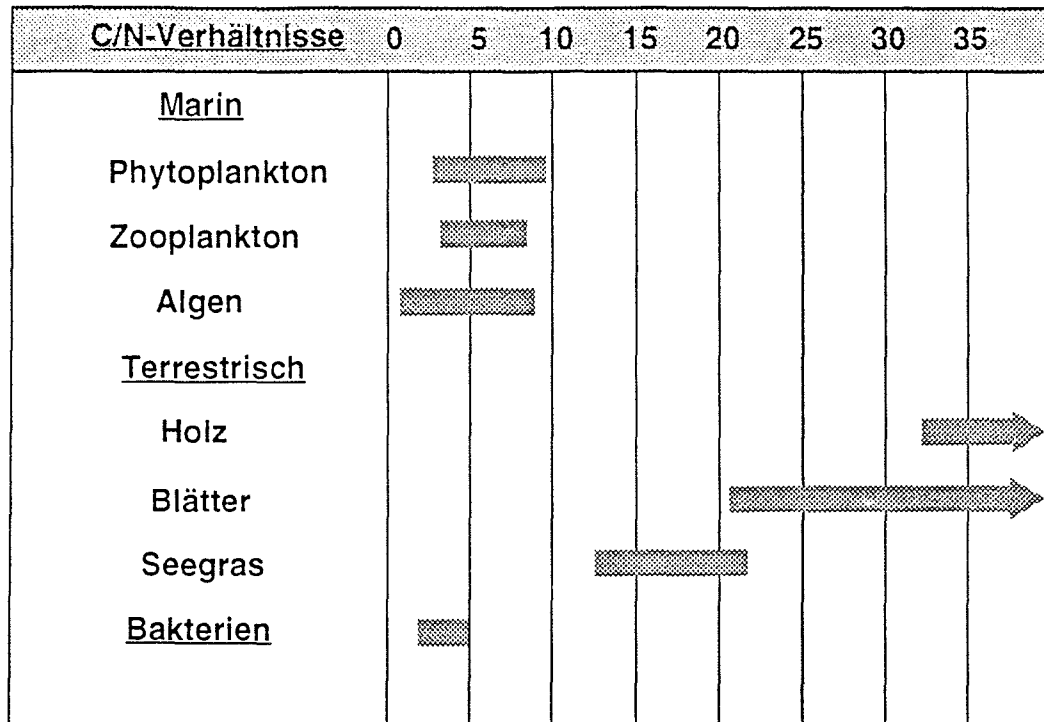


Abb. 18: Variation der C/N-Verhältnisse in verschiedenen Tier- und Pflanzengruppen (nach Scheffer & Schachtschabel 1984, Bordowskiy 1965a,b, Hollerbach 1985).

Liegt thermisch unreifes organisches Material vor ($T_{\max} > 435\text{ °C}$; vgl. Katz 1983; Espitalié et al. 1984), kann über den HI-Index der Rock-Eval Pyrolyse (Berechnung nach Formel (8)) ebenfalls das organische Material charakterisiert werden.

$$\text{HI (mgHC/gC)} = \frac{(\text{S2-peak}) * 100}{\text{TOC}} \quad (8)$$

Sind signifikante Anteile an mariner organischer Substanz vorhanden, liegen die HI-Werte zwischen 200 und 400 mgHC/gC. Dominiert terrestrisches Material, sind die Werte unter 100 mgHC/gC (Katz 1983). Die Charakterisierung der organischen Substanz erfolgt im "Van Kre-

velen Diagramm" über die Beziehung zwischen Wasserstoff- (HI mgHC/gC) und Sauerstoffindexwerten (OI mgCO₂/gC) (vgl. Tissot & Welte 1984). Unterschieden werden drei Kerogentypen, wobei Typ I und II organischer Substanz aquatischer Herkunft entspricht, und Typ III auf terrigen angelieferte organische Substanz zurückzuführen ist (Abb. 19).

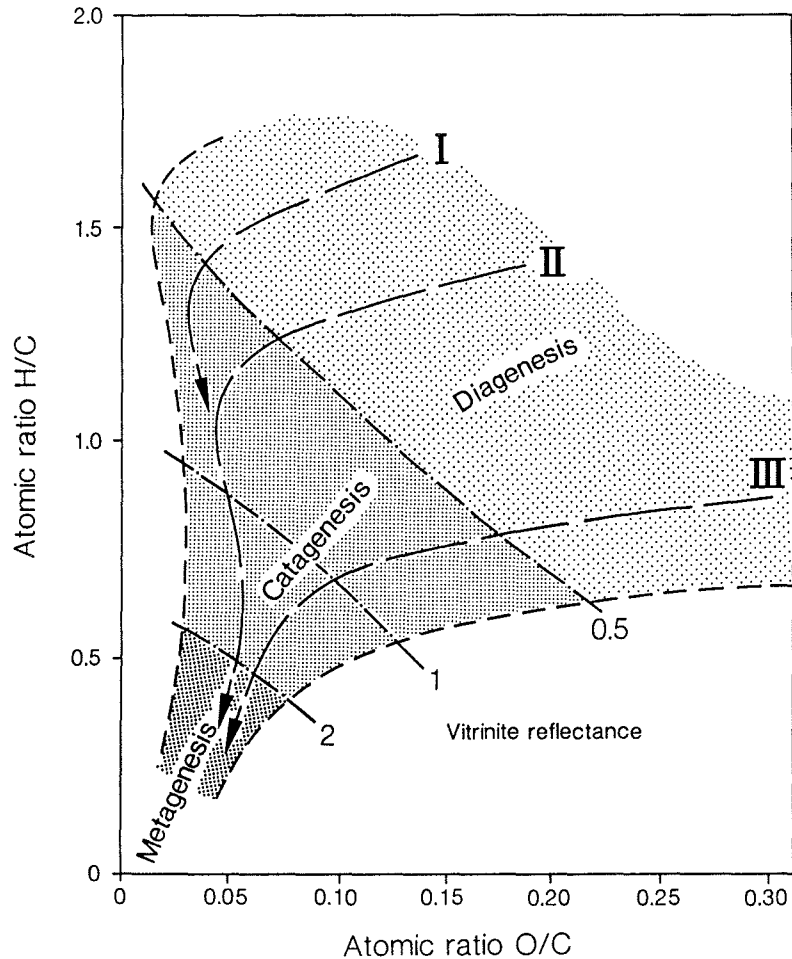


Abb. 19: "Van-Krevelen Diagramm"

Die Ergebnisse des C/N-Verhältnisses stehen im Widerspruch zu den Daten der Rock-Eval Pyrolyse (Abb. 20). Während generell niedrige Wasserstoff-Index (HI) - Werte auf terrigenes organisches Ausgangsmaterial im Sediment weisen, zeigen die C/N-Verhältnisse von 4-14 nur geringe Anteile an terrigenem Material an. Der Verlauf der Wasserstoff-Index- Kurve zeigt nur an der Oberfläche Werte um 100 mgHC/gC. In den unteren Kernabschnitten werden die Werte um 50-60 mgHC/gC nur von vereinzelt auftretenden Peaks unterbrochen. Dieser gegenläufige Verlauf der HI- und C/N-Kurven wird auch in der Fram-Straße von Hebbeln (1991) und Pagels (1991) beschrieben.

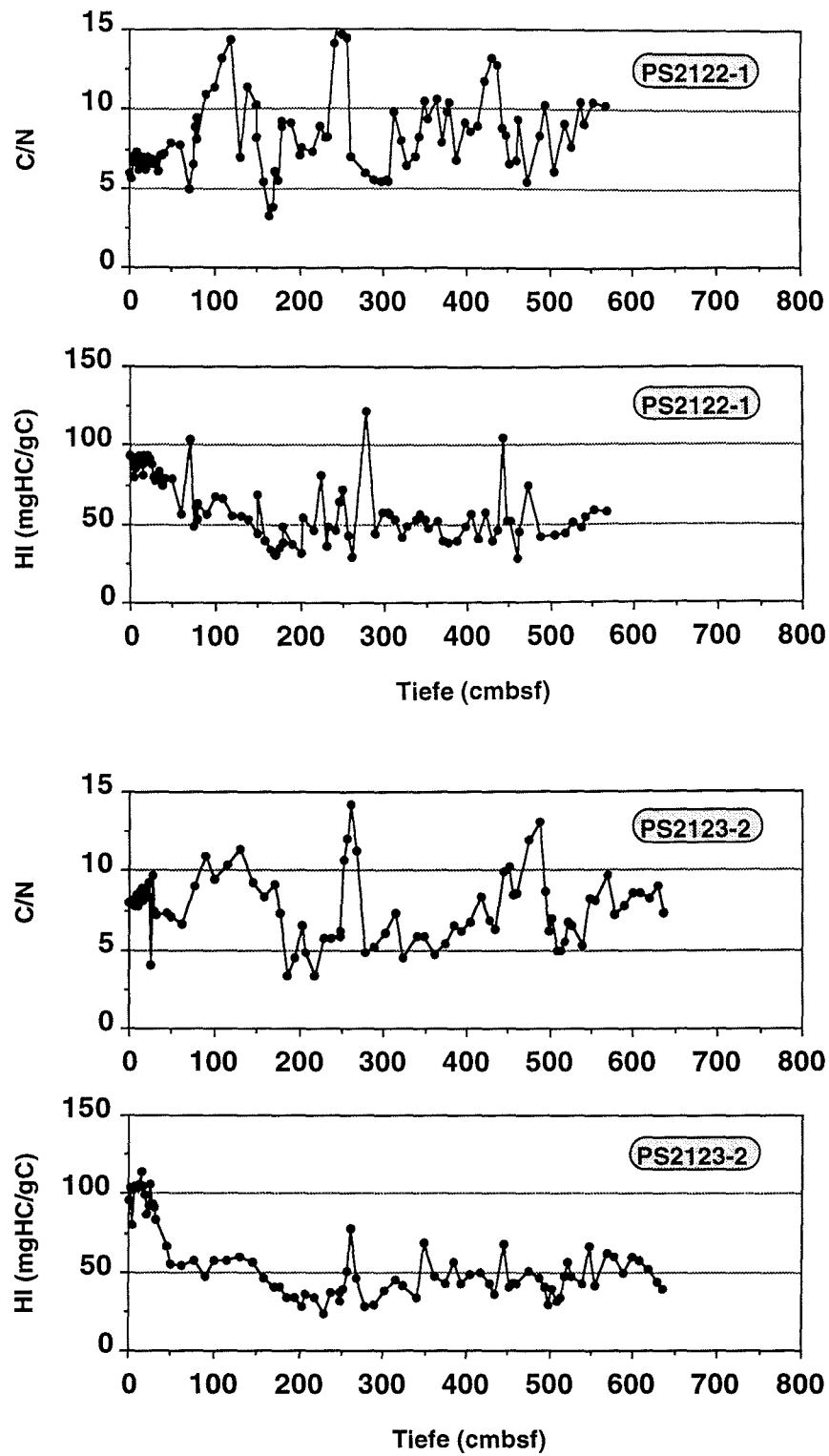


Abb. 20: C/N-Verhältnisse und die Ergebnisse der Rock-Eval Pyrolyse für beide analysierten Sedimentkerne bzw -oberflächen PS2122-1SL (GKG) und PS2123-2SL (GKG).

Die Veränderlichkeit der C/N-Verhältnisse durch verschiedene Einflußfaktoren werden im Besonderen von Müller (1975, 1977), Westerhausen et al. (1993), Emerson & Hedges (1988), Stevenson & Cheng (1972) und Müller & Suess (1979) ausführlich diskutiert. Lösungsansätze zur Korrektur der Pyrolyse-Ergebnisse sind vor allem von Langford & Blanc-Vallerond (1990) geliefert worden.

Die Beeinflussung der C/N-Verhältnisse kann bevorzugt durch Adsorption von anorganischem Stickstoff an Tonminerale (Illiten und Vermiculiten) hervorgerufen werden (vgl. Müller 1977). Dieser Anteil an gebundenem Ammonium kann durch verschiedene Methoden abgeschätzt werden. Mit geringem Aufwand wurde das Verfahren nach Mogilevkina (1964) an sieben ausgesuchten Proben angewendet. Bei Temperaturen von 400 °C in einem Muffelofen wird der organische (N_{org}) und austauschbare Stickstoff ($N_{aust} < 5\%$ in N_{ges}) aufoxidiert, so daß nur noch anorganisch gebundener Stickstoff N_{fix} (N_{anorg}) in der Probe verbleibt.

Nach folgender Gleichung ist eine gute Abschätzung des N_{anorg} -Gehalts im Sediment möglich.

$$N_{org} (\%) + N_{aust} (\%) = N_{ges} (\%) - N_{fix} (\%) \quad (9)$$

In Tabelle 3 sind die Abweichungen im Stickstoffgehalt und die Korrektur der C/N-Verhältnisse der sieben Proben aus beiden Schwerelotkernen aufgeführt.

Probe	TOC	N_{ges}	TC	C/N	TC400 °C	N_{fix}	N_{org}	C/N
2122- 70	0,52	0,11	1,25	4,92	0,478	0,082	0,019	27,3
2122- 74	0,83	0,109	1,04	6,56	0,736	0,067	0,042	19,7
2122-120	1,37	0,1	1,47	14,32	0,257	0,080	0,02	68,5
2122-172	0,5	0,08	1,28	6,08	0,695	0,060	0,02	25
2123-248	0,6	0,1	1,24	5,9	0,581	0,062	0,038	15,7
2123-418	1,01	0,12	1,36	8,3	0,395	0,073	0,047	21,5
2123-517	0,55	0,1	0,99	5,5	0,416	0,052	0,048	11,4

Tab. 3: Korrektur der C/N-Verhältnisse nach der Methode von Mogilevkina (1964) an sieben Proben der analysierten Sedimentkerne PS2122-1SL und PS2123-2SL

Die C_{tot}/N_{org} -Verhältnisse nach der Korrektur deuten daraufhin, daß eine erhebliche Menge anorganischen Stickstoffs in Illiten gebunden ist. Zumindest schwankt der Anteil an N_{fix} zu N_{ges} im Sediment zwischen 50 und 70 %. Die Erhöhung des C_{tot}/N_{org} -Verhältnisses nach der Korrektur auf Werte zwischen 11 und 68 bestätigen die nach der Rock-Eval Pyrolyse

abgeschätzte dominierende terrigene Komponente im Sediment. Ob der prozentuale Anteil an fixiertem Stickstoff im Sediment nach der Oxidation bei 400 °C durch weiteren Glühverlust anderer Komponenten zu höheren Werten verfälscht worden ist, ist jedoch nicht geklärt. Allerdings ist bei der Bewertung des korrigierten C_{tot}/N_{org} -Verhältnisses dieses Problem unbedingt zu berücksichtigen.

Eine weitere Möglichkeit der Abschätzung des Anteils fixierten anorganischen Stickstoffs im Sediment liefert die Beziehung C/N-Verhältnis zum Verhältnis TOC/Ton. Nach Müller (1977) zeigen Proben, die ein TOC/Ton-Verhältnis unter 0,05 aufweisen, eine generelle Anreicherung von fixiertem anorganischem Stickstoff. Abbildung 21 verdeutlicht, daß in beiden Schwerelotkernen ein hoher Anteil an fixiertem anorganischem Stickstoff zu erwarten ist. Bestätigt wird diese Annahme durch den hohen Illitgehalt von > 60 % in Oberflächensedimenten nordwestlich Spitzbergens (vgl. Stein et al. 1993).

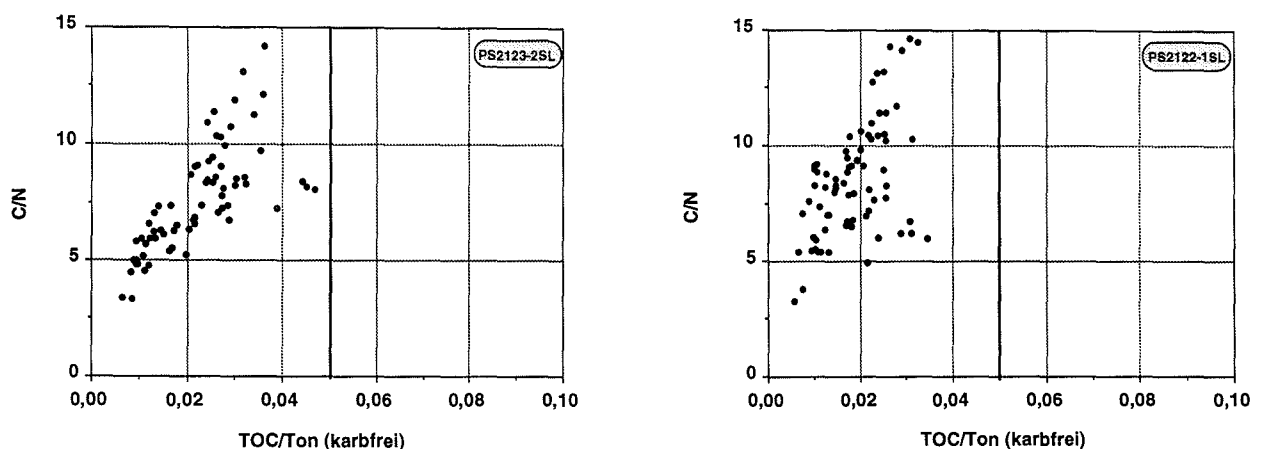


Abb. 21: Beziehung zwischen dem C/N-Verhältnis und dem Verhältnis TOC/Ton.

Aus der Beziehung K_2O und fixiertem anorganischem Stickstoff ist der Ammoniumanteil im Sediment der beiden Schwerelotkerne ebenfalls abzuleiten (Abb. 22). Der Anteil an Kaliumdioxid in Illiten devonischer Tonschiefer beträgt 8,75 % (Weaver 1965) und in quartären Sedimenten der Norwegischen See 7,47 % (vgl. Thiébault et al. 1989). Bei einem generellen Illitanteil von 60 % in Interglazialen und 30 % in Glazialen (PS2212-3KAL, Yermak-Plateau, mündl. Mitt. C. Vogt 1993) schwankt der Gehalt an Kaliumdioxid in der Tonfraktion zwischen 4,2-4,8 und 2,1-2,4 %. Nach Abbildung 22 entspricht dies einem Anteil fixierten anor-

ganischem Stickstoff von 0,02-0,04 % bzw. 20-40 % des Gesamtstickstoffgehaltes. Tonmineralbestimmungen stehen in den Schwerelotkernen PS2122-1SL und PS2123-2SL jedoch noch aus, um diese ersten Abschätzungen zu bestätigen.

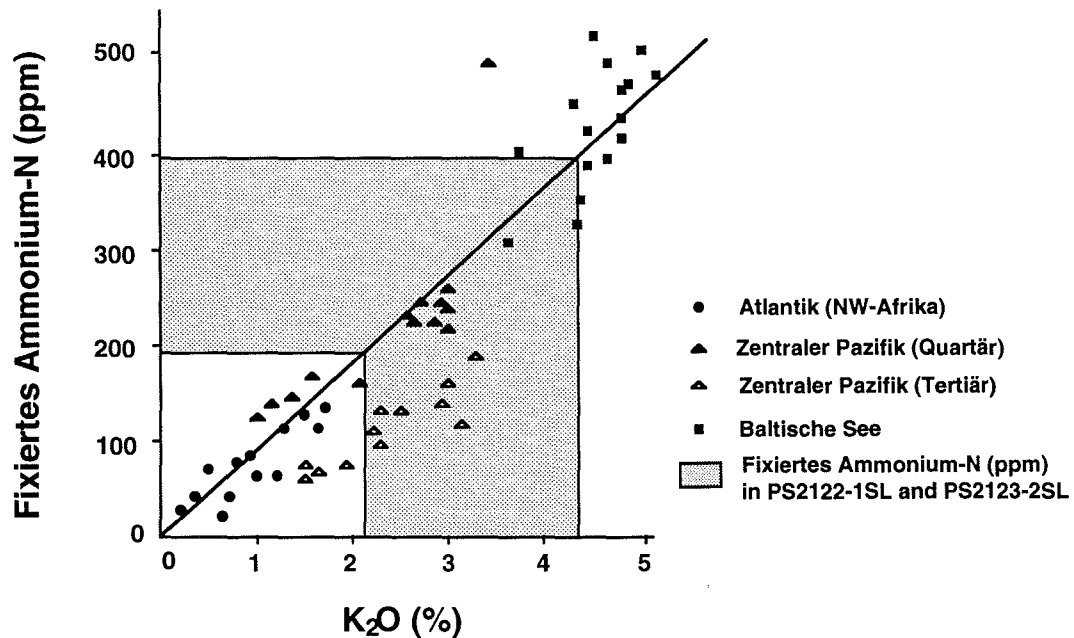


Abb. 22: Beziehung zwischen Kaliumdioxid und fixiertem anorganischen Stickstoff im Sediment (vgl. Müller 1977).

Die Pyrolyse-Korrektur nach Langford & Blanc Vallerond (1990) ist von Wagner (1993) ausführlich angewendet worden. Um eine verlässliche Interpretation der Rock-Eval Daten zu gewährleisten, muß ein signifikanter Einfluß von Mineral-Matrix-Effekten, d.h. adsorptiv an die feinkörnige Fraktion der Sedimente gebundenes organisches Material, ausgeschlossen werden (Wagner 1993). Nach Espitalié et al. (1980) und Horsfield & Douglas (1980) können diese Effekte zu reduzierten Absolutwerten und damit ebenfalls zu Verfälschungen führen.

Langford & Blanc Vallerond (1990) korrigieren diesen Fehler durch die Festlegung der Regressionsgerade im TOC/S2 Diagramm. Der Schnittpunkt der Regressionsgerade mit der X-Achse gibt den Anteil des mineralisch gebundenen TOC der Probe wider (Abb. 23).

Die Korrektur dieses "Schwellenwertes" ermöglicht eine Neuberechnung des Wasserstoff-Index und führt damit zu erhöhten Werten. Im Schwerelotkern PS2122-1SL verläuft die Regressionsgerade im TOC/S2 Diagramm geradewegs durch den Ursprung und erübrigt damit eine Korrektur der HI-Werte. Im Schwerelotkern PS2123-2SL kann ein Schwellenwert von 0,3 % mineralisch gebundenem TOC festgestellt werden, der aber nur vernachlässigbare Korrektu-

ren der HI-Werte erfordert. Die HI_{kor} -Ergebnisse liegen zumeist unter 100 mgHC/gC, d.h., diese Werte zeigen ebenfalls eine Dominanz von terrigener organischer Substanz an (Abb. 24).

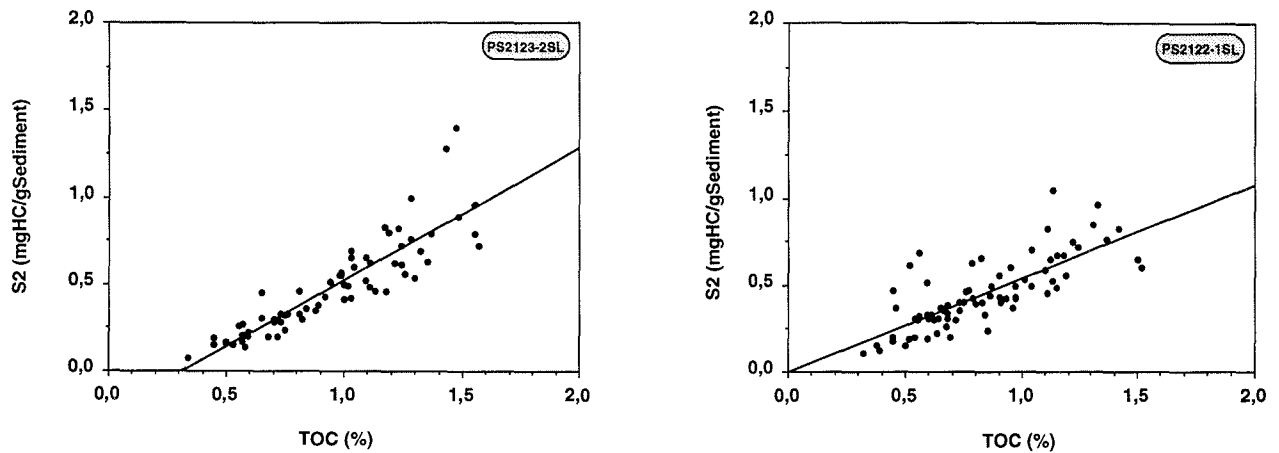


Abb. 23: TOC/S2-Diagramm

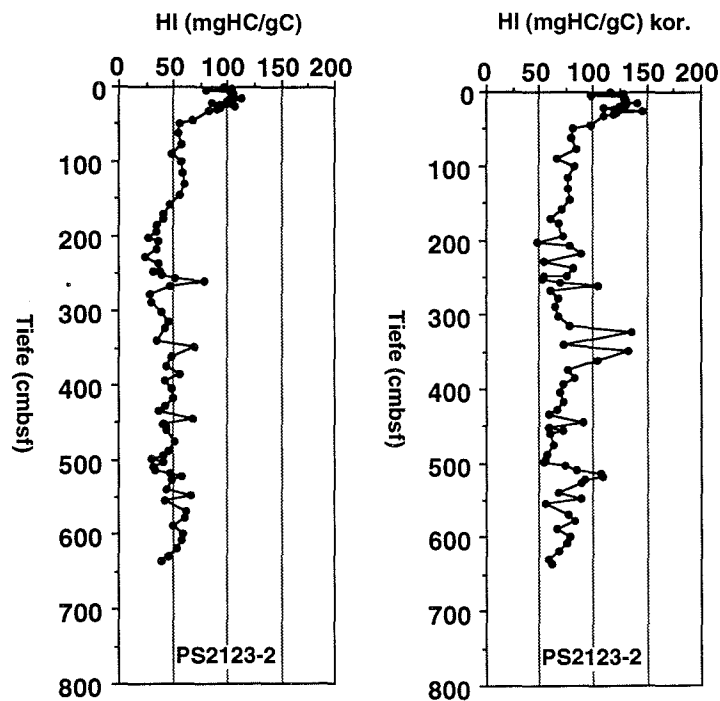


Abb. 24: Vergleich des Wasserstoff-Index HI (PS2123-2SL) vor und nach der Korrektur durch die Methode von Langford & Blanc Vallerond (1990).

4.6 Stabile Isotope

Mit der Bestimmung der Sauerstoffisotope mariner Karbonate ist es möglich, Veränderungen im kontinentalen Eisvolumen während globaler Klimaschwankungen im Quartär zu bestimmen (vgl. Emiliani 1955, Shackleton & Opdyke 1973). So wird in Glazialzeiten das leichte Sauerstoffisotop ^{16}O vorwiegend im Eis gebunden und damit im Meerwasser abgereichert, das schwere Isotop ^{18}O dagegen angereichert. Neben diesem Einblick in die Abfolge der spätquartären Vereisungsphasen, ermöglichen die Sauerstoffisotopenkurven eine detaillierte Rekonstruktion der Oberflächenwasserzirkulation (Köhler 1992). Desweiteren geben sie Auskunft über Temperatur- und Salinitätsverhältnisse zur Ablagerungszeit der Sedimente.

Die Veränderungen der Kohlenstoffisotope ^{12}C und ^{13}C im Karbonat können eine zusätzliche Information zur Durchlüftung der Oberflächenwassermassen, sowie Hinweise auf quartäre Klimaschwankungen geben (Köhler 1992). Nach Shackleton (1977) und Broecker (1982) wird in Interglazialen eine Steigerung des ^{13}C im Meerewasser erwartet, da das leichte ^{12}C in terrestrischer Biomasse und/oder kontinentalen Schelfsedimenten angereichert ist.

Zur stratigraphischen Korrelation von Isotopenkurven hoher geographischer Breiten mit der globalen Klimakurve werden i.d.R. hochauflösende Sauerstoffisotopenmessungen aus niederen und mittleren Breiten herangezogen (vgl. Hays et al. 1976a,b, Shackleton 1977, Imbrie et al. 1984). Die beiden analysierten Schwerelotkerne wurden auf die globale Isotopenstratigraphie nach Imbrie et al. (1984) kalibriert.

Aus Abbildung 25 geht hervor, daß die Schwankungsbreite des $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses ca. 2,5 ‰ beträgt. Auffallend ist der zyklische Verlauf der Kurven in beiden Schwerelotkernen. An der Basis der Kerne schwanken die ^{18}O -Werte um 3,5 ‰, wobei im Kern PS2123-2SL die Schwankungsbreite zwischen 3,0 und 4,0 ‰ liegt. Nach einem abrupten Anstieg auf 2,6 ‰ (2122-1, 400 cm) bzw. 3,0 ‰ (2123-2, 480 cm) fallen die Werte auf 3,7 bis 4,0 ‰ ab. Nach einem erneuten Anstieg auf 2,8 ‰ (2122-1, 320 cm) bzw. 2,9 ‰ (2123-2, 390 cm) sinken die Werte kontinuierlich auf minimale Werte um 4,6 ‰ (2123-2, 180 cm) bzw. 4,5 ‰ (2122-1, 220 cm). Ab 150 cm (2122-1) bzw. 180 cm (2123-2) steigen die Werte zur Oberfläche hin allmählich wieder an, um am Kerntop mit 2,0 ‰ das absolute Maximum zu erreichen.

Der Verlauf der Kohlenstoffisotopenkurven beginnt an der Basis in beiden Kernen mit relativ schweren Werten um 0,5 ‰. Ab 450 cm (2122-1) bzw. 500 cm (2123-2) steigen die Werte bis auf -0,7 ‰ an, um ab 400 cm (2123-2) bzw. 430 cm (2122-1) erneut abzufallen. Bis 160 cm pendeln die Werte in beiden Kernen zwischen 0,2 und -0,3 ‰. Nach einem kurzfristigen Anstieg auf -0,5 ‰ (2122-1) bzw. -0,8 ‰ (2123-2) fallen die Werte bis zur Oberfläche in beiden Kernen allmählich auf 0,5 ‰ ab. Am Top der Kerne ist jedoch erneut ein Anstieg bis auf 0 (2123-2) bzw. 0,4 ‰ (2122-1) zu verzeichnen (Abb. 25).

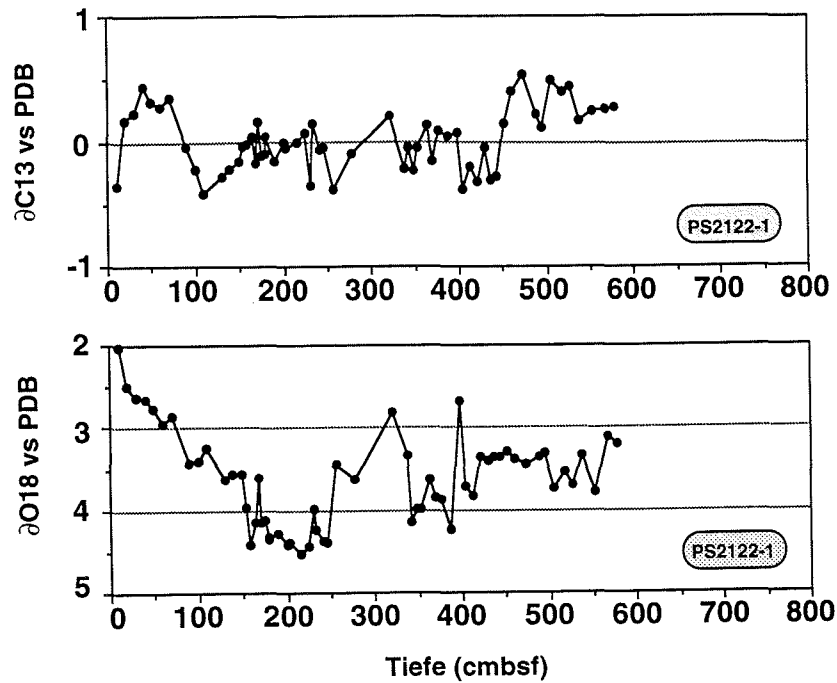


Abb. 25a: Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope gemessen an der Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma sin.* (Ehrenberg) im analysierten Sedimentkern PS2122-1SL.

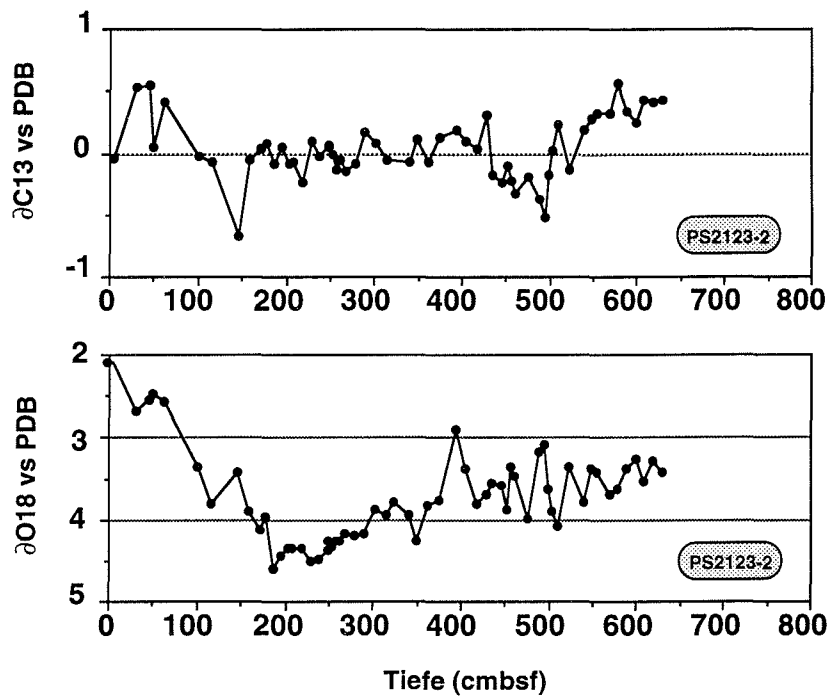


Abb. 25b: Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope gemessen an der Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma sin.* (Ehrenberg) im analysierten Sedimentkern PS2123-2SL.

5. Stratigraphie und Sedimentationsraten

Die zeitliche Einstufung der analysierten Sedimentkerne ist eine Voraussetzung für die Rekonstruktion paläoozeanographischer und -klimatischer Verhältnisse im Nordwesten Spitzbergens. Sie wurde auf der Interpretation der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenanalysen der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* sin. aufgebaut. Die zeitliche Korrelation erfolgt an etablierten Sauerstoffisotopen-Stratigraphien von Köhler (1992), Nowaczyk (1993) (Yermak-Plateau), Morris (1988), Morris & Clark (1986) (Fram-Straße) und insbesondere von Andersen et al. (1993) (Westküste Spitzbergens). Soweit möglich, wurden ^{14}C -Datierungen von Andersen et al. (1993) auf die analysierten Kerne übertragen. Die Alterseinstufung bzw. Stadiengrenzen wurden von Imbrie et al. (1984) übernommen.

5.1 Schwerelot PS2122-1SL

5.1.1 Stratigraphie

Die Sauerstoffisotopen-Stratigraphie an der Westküste Spitzbergens (NP90-39) von Andersen et al. (1993) spiegelt sich in den Isotopenstadien 1-4 im Schwerelotkern PS2122-1SL wider (Abb. 26). Ob der Basis des Kerns Substadium 5.5 zugeordnet werden kann, ist nicht ohne weiteres zu beantworten. Nur die Korrelation mit anderen Kernen (Yermak-Plateau; Fram-Straße (Köhler 1992)) erlaubt eine ungefähre Aussage zur stratigraphischen Einordnung (Abb. 27, 28). Deutlicher ist der markante Anstieg eines leichten Sauerstoffisotopenpeaks des Substadium 5.1 zu einem Intervall schwerer $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Stadium 4 bei 400 cm. Dieser offensichtliche Übergang ist sowohl auf dem Yermak-Plateau (Köhler 1992, Nowaczyk et al. in press) als auch in der Fram-Straße (Köhler & Spielhagen 1990, Morris 1988) beschrieben worden (vgl. Abb. 26, 27).

Die Untergliederung in die Substadien 5.4-5.2 ist nur schwer am Verlauf der Sauerstoffisotopenkurve nachzuvollziehen (vgl. Abb. 28). Die Abkühlung nach Substadium 5.5 (?) auf Werte von durchschnittlich 3,6-3,7 ‰ zwischen 550 und 500 cm könnte durchaus mit Substadium 5.4 in Verbindung gebracht werden. Der darauffolgende Abfall mit gleichbleibenden Werten um 3,35 ‰ schwankt zwischen 490 und 420 cm und könnte Substadium 5.3 zugeordnet werden. Bemerkenswert ist der steile Anstieg der Isotopenkurve auf 3,8 ‰ bei 412 cm (Substadium 5.2) und der daran anschließende abrupte Abfall bis auf 2,6 ‰ (Substadium 5.1). Der ähnliche Verlauf der Sauerstoffisotopenkurve des analysierten Kerns NP90-39 an der Westküste Spitzbergens (vgl. Andersen et al. 1993) liefert zusätzlich Hinweise für diese stratigraphische Einordnung (Abb. 26).

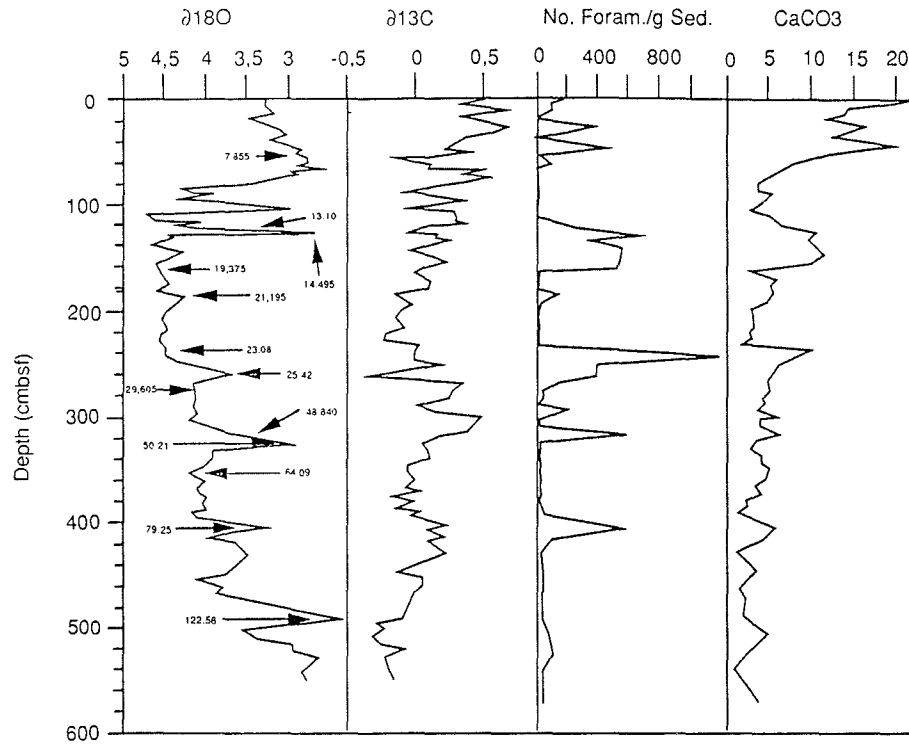


Abb. 26: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenprofile sowie Karbonatgehalt und Anzahl der Foraminiferen pro Gramm Sediment des Kerns NP90-39 vom Kontinentalhang westlich Spitzbergens (nach Andersen et al. 1993, unveröffentl.).

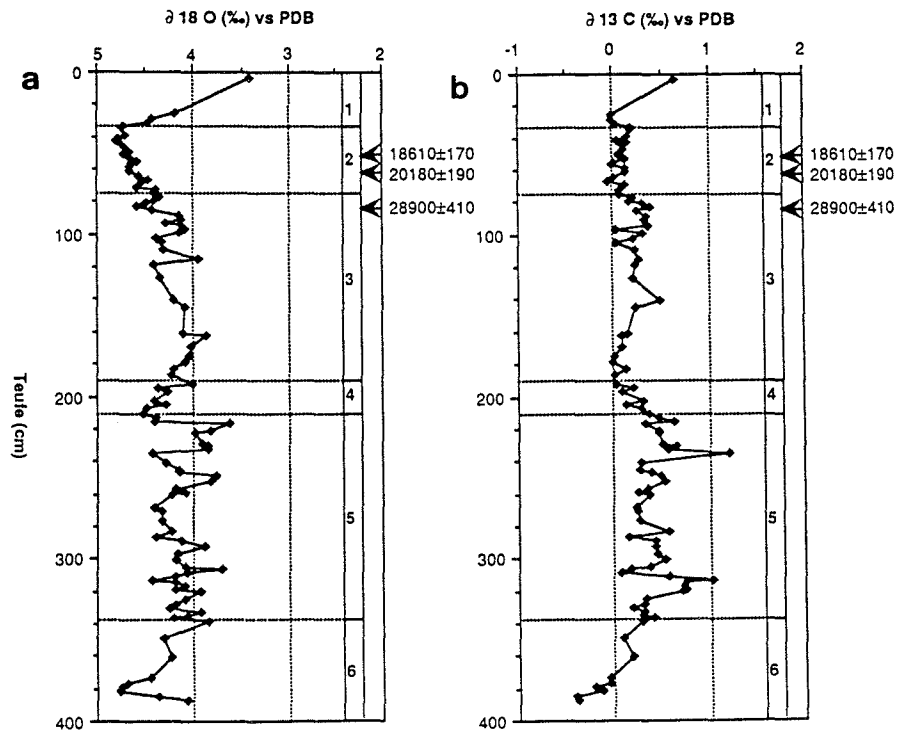


Abb. 27a: Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofil (b) des Kernes 21535-8 aus der Fram-Straße aufgetragen gegen die Teufe (nach Köhler 1992).

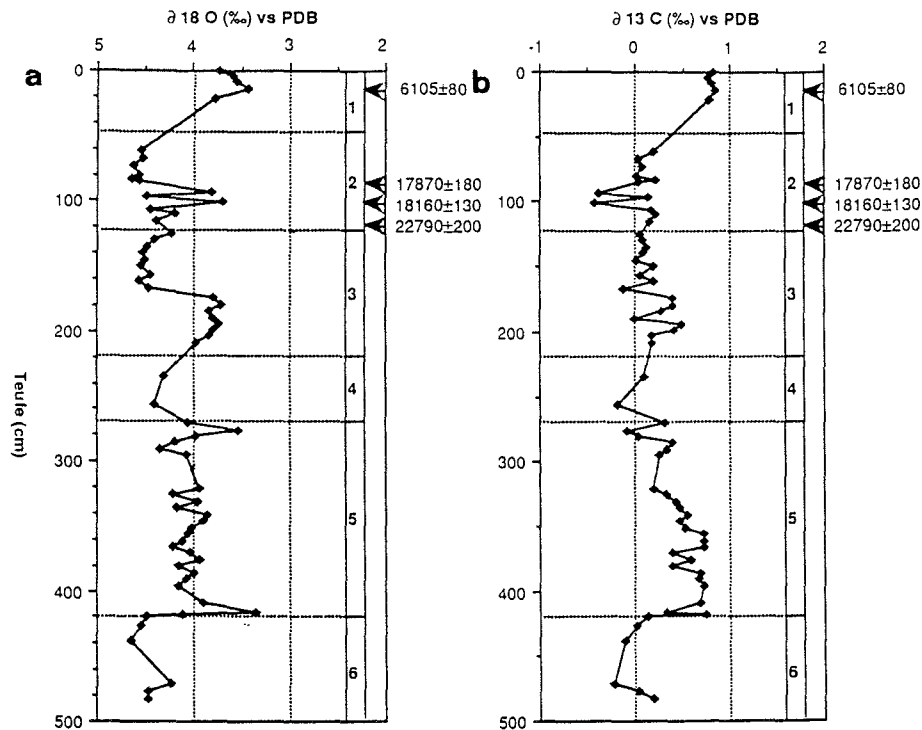


Abb. 27b: Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofile (b) des Kernes 212533-3 vom Yermak-Plateau des Nordpolarmeeres aufgetragen gegen die Teufe (nach Köhler 1992).

Im gesamten Stadium 4 schwanken die Sauerstoffisotopenwerte zwischen 3,8 und 4,0 ‰. Der Übergang zum leichten Sauerstoffisotopenpeak bei 320 cm (2,8 ‰) korreliert mit der Festlegung des Substadium 3.3 im Kern NP90-39 (Andersen et al. 1993) (Abb. 26). In Sauerstoffisotopenkurven vom Yermak-Plateau sind zu Beginn des Stadium 3 ebenfalls leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu vermerken (vgl. Nowaczyk et al. in press) (Abb. 27). Generell zeichnet sich Stadium 3 durch geringe Foraminiferengehalte aus, so daß eine gute Auflösung nicht erreicht werden konnte. Substadium 3.1 kann durch eine ^{14}C -Datierung im Kern NP90-39 ebenfalls auf den analysierten Schwerelotkern übertragen werden. Beide Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven zeichnen sich durch einen gegenläufigen Verlauf aus. Dieses in Kern NP90-39 postulierte Schmelzwasserereignis im Übergang zum Hochglazial des Stadium 2 kann in PS2122-1SL in einer Tiefe von 256 cm vermerkt werden ($\delta^{18}\text{O}$: 3,45 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0,38 ‰).

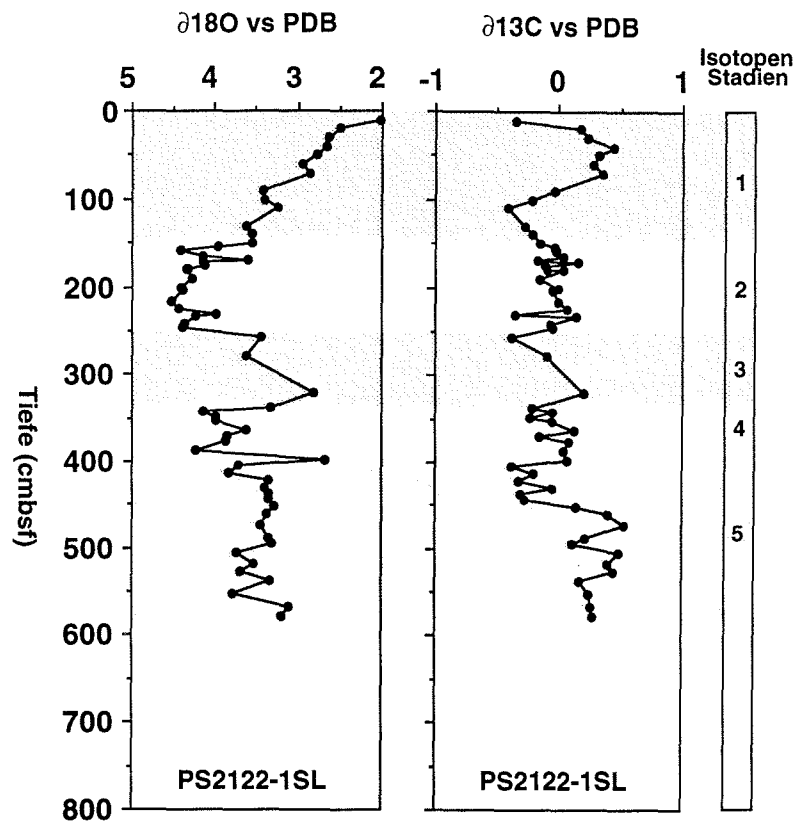


Abb. 28: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie für den Kern PS2122-1SL.

Das Einsetzen des Hochglazials bei 250 cm ist verbunden mit schweren Sauerstoffisotopenwerten von 4,3 ‰. Das charakteristische Schmelzwasserereignis bei 230 cm ($\delta^{18}\text{O}$: 3,9 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0,36 ‰) ist vermutlich auf lokale Veränderungen der klimatischen bzw. hydrologischen Situation zurückzuführen und kann nicht mit Ereignissen auf dem Yermak-Plateau um 18.000 Jahren vor heute (Köhler 1992) bzw. dem ostgrönländischen Kontinentalhang um 22.000 Jahren vor heute (Nam Seungil pers. Mit. 1993) in Übereinstimmung gebracht werden. Der gegenläufige Verlauf der Sauerstoff- (3,6 ‰) und Kohlenstoffisotopenkurve (-0,166 ‰) bei 170 cm im Stadium 2 ist dagegen korrelierbar mit einem Schmelzwasserereignis in NP90-39 um 130 cm, daß Andersen et al. (1993) auf 14.495 Jahren vor heute datiert (vgl. Abb. 26). Der nachfolgende Abfall im Verlauf der Sauerstoffisotopenkurve im Stadium 1 ist über eine Sedimentmächtigkeit von 150 cm zu verfolgen. Diese hohe Auflösung ermöglicht die genaue Betrachtung des abrupten Klimawechsels vom letzten Hochglazial über die Termination I zum

heutigen Interglazial (vgl. Broecker & van Donk 1970). Nach Duplessy et al. (1981) und Mix & Ruddiman (1985) läßt sich die Termination I in drei Enteisungsphasen Ia, Ib und Ic unterscheiden. Termination Ia beginnt mit dem Abfall der Sauerstoffisotopenkurve nach dem letzten Hochglazial bzw. dem Schmelzwasserereignis in PS2122-1SL bei 159 cm. Nach Duplessy et al. (1986), Bard et al. (1987), Broecker et al. (1988), Stein et al. (1994) und Vogelsang (1990) wird der Beginn auf 15.800 bis 14.500 Jahren vor heute datiert, das Ende liegt zwischen 13.600 und 12.900 Jahren. Der Übergang zur ersten Abkühlungsphase der Termination I, der Jüngerer Dryas, drückt sich durch den Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 3,3 auf 3,5 ‰ bei 115 cm aus. Der darauffolgende Abfall der Sauerstoffisotopenkurve kann der Termination Ib zugeordnet werden. Ob eine Termination Ic noch zu unterscheiden ist, bleibt fraglich. Der Top des Kerns ist noch einmal gekennzeichnet durch ein relativ leichtes Sauerstoffisotopensignal (2,0 ‰) und einem schweren Kohlenstoffisotopenwert von -0,34 ‰, was auf ein ausgeprägtes Schmelzwassersignal hindeutet.

5.1.2 Sedimentations- und Akkumulationsraten von PS2122-1SL

Die Berechnung der Sedimentationsraten (Abb. 29a) basiert auf dem in Kapitel 5.1 diskutierten stratigraphischen Rahmen. Die durchschnittliche lineare Sedimentationsrate (LSR) für den gesamten Kern liegt bei 6,3 cm/ky. Der höchste Wert liegt bei 11,6 cm/ky im Stadium 1, der kleinste Wert in Stadium 3 bei 2,5 cm/ky. Die treppenartigen Variationen beruhen auf der Tatsache, daß mittlere Raten für jeweils ein bestimmtes Intervall bzw. für ein bestimmtes Stadium berechnet wurden. Die durchschnittlichen Sedimentationsraten für die Glazial- und Interglazialzeiten zeigen einen deutlichen Trend zu höheren Werten in den Kaltzeiten (Abb. 29a).

Die Gesamt-Akkumulationsrate (Abb. 29b) bestätigt den Verlauf der LSR. Die auf wenigen Punkten basierende stratigraphische Auflösung des Kerns verursacht ebenfalls treppenartige Variationen der Akkumulationsrate. Die Maximalwerte in Stadium 1 schwanken um 15 g/cm²/ky, die Minimalwerte in Stadium 3 um 4 g/cm²/ky.

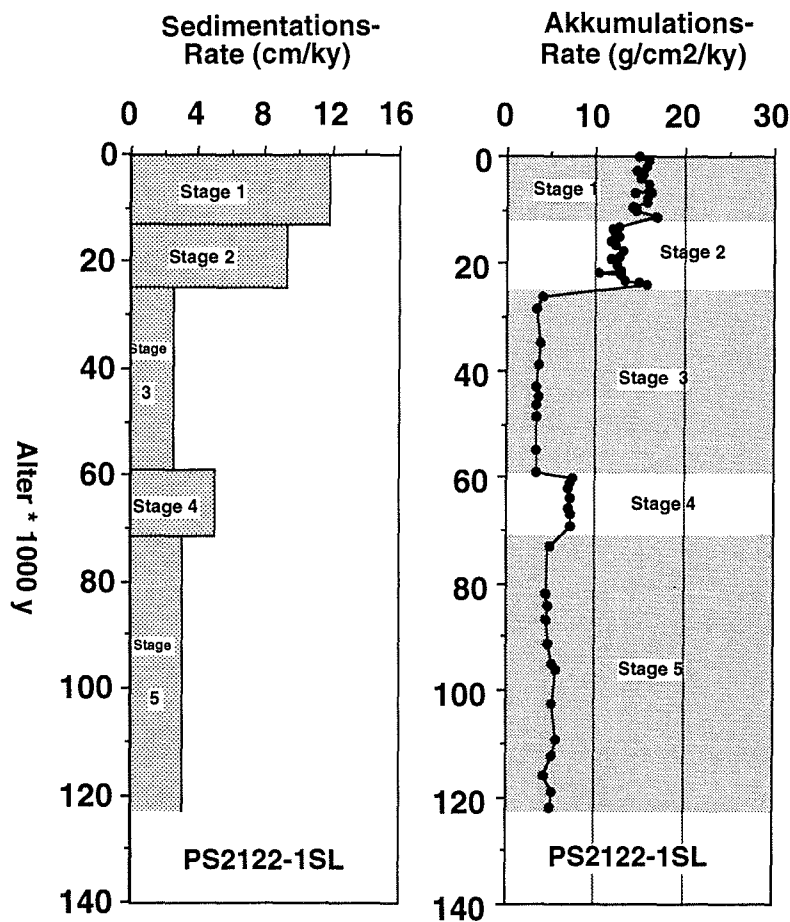


Abb. 29: Sedimentations- und Gesamt-Akkumulationsraten für den Kern PS2122-1SL.

5.2 Schwerelot PS2123-2SL

5.2.1 Stratigraphie

Die Stratigraphie des Schwerelotkerns PS2123-2SL basiert auf Korrelationen mit Ergebnissen von Köhler (1992) vom Yermak-Plateau (Kern 21533-3) und von Andersen et al. (1993) von der Westküste Spitzbergens (Kern NP90-39). Abbildung 30 zeigt den Verlauf der Sauerstoffisotopen- und Kohlenstoffisotopenkurven im Kern PS2123-2SL und die jeweilige stratigraphische Einordnung.

Substadium 5.5 drückt sich zwischen 588 und 636 cm durch ein relativ leichtes Sauerstoffisotopensignal (3,3-3,5 ‰) in Verbindung mit schweren Kohlenstoffisotopenwerten von 0,4 ‰ aus. An der Basis des Kerns wird der Übergang zum Stadium 6 nur durch erhöhte Kies- (2 %) und Sandanteile (10 %) angedeutet. Desweiteren sind nicht genügend

planktische Foraminiferen der Gattung *N. pachyderma sin.* in 646 cm Tiefe gefunden worden, um stabile Isotope zu messen. Auch dies deutet auf eher kalte Bedingungen hin.

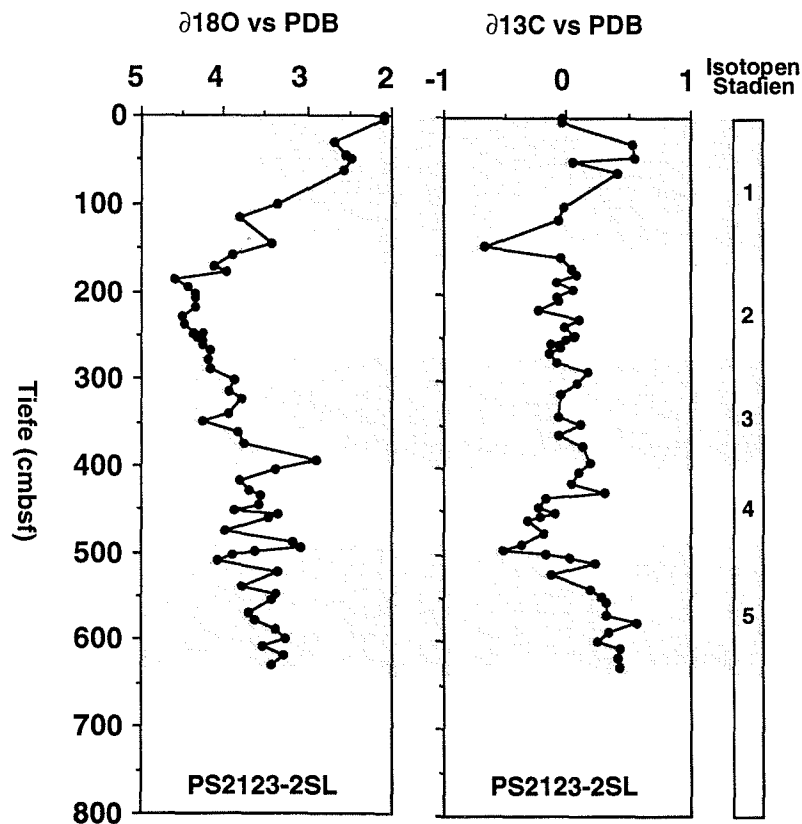


Abb. 30: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie für den Kern PS2123-2SL.

An der Stadiengrenze 5/4 bei 490 cm tritt erneut das bereits beschriebene hohe Sauerstoffisotopensignal (3,09 ‰) in Verbindung mit einem leichten Kohlenstoffisotopenpeak (-0,5 ‰) auf. Dieses Schmelzwasserereignis entspricht vermutlich Substadium 5.1 (vgl. Köhler & Spielhagen 1990). Zwischen den Substadien 5.1 und 5.5 schwanken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 3,4 und 4,0 ‰. Auch hier ist eine weitere Untergliederung in die Substadien 5.4-5.2 nicht möglich. Der Vergleich mit Isotopenkurven vom Yermak-Plateau (Kern 21533-3) erlaubt, trotz ähnlichem Verlauf, nur undeutliche Korrelationen (vgl. Köhler 1992) (Abb. 27).

Der Übergang zum Stadium 4 ist nicht so eindeutig erkennbar wie in Kern PS2122-1SL. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte steigen tendenziell von durchschnittlich 3,4 in Stadium 5 auf 3,8 ‰ an. Eindeutiger ist der Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve. Hier fällt die Tendenz zu leichteren Werten (zwischen 0 und -0,3 ‰) in Stadium 4 deutlich ins Auge. Sie liefern ausreichend Hinweise für glaziale Bedingungen in Stadium 4. Der Übergang zum Substadium 3.3 ist, wie in PS2122-1SL, durch

einen leichten Sauerstoffisotopenpeak (2,9 ‰) gekennzeichnet. Die Korrelation mit ^{14}C -Datierungen an der Westküste Spitzbergens (NP90-39) von Andersen et al. (1993) bestätigt diese Vermutung (Abb. 26). Substadium 3.1 ist im Verlauf der stabilen Isotopenkurven nicht erkennbar. Im oberen Abschnitt des Stadium 3 werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte immer schwerer bis zu einem absoluten Maximum im Hochglazial bei 230 cm (4,5 ‰). Schmelzwasserereignisse sind in diesem landnäheren Kern nicht erfasst worden. Das Einsetzen der Termination Ia (ab 172 cm) wird durch den unmittelbar folgenden Abfall der Sauerstoffisotopenkurve bestätigt. Auch in diesem Kern erlaubt die hohe Sedimentationsrate die Untergliederung in Termination Ia, Ib und vermutlich auch in Ic. Die erste Abkühlungsphase der Termination, die Jüngere Dryas wird durch einen deutlichen Anstieg der Sauerstoffisotopenkurve von 3,4 auf 3,8 ‰ bei 150 cm ausgedrückt. Sein Ende setzt mit dem deutlichen Abfall auf 3,3 ‰ bei 115 cm ein. Bis an die Kernoberfläche steigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bis auf 2,0 ‰. Ob neben der Termination Ib noch die Termination Ic zu unterscheiden ist, bleibt fraglich. An der Kernoberfläche ist erneut ein Schmelzwasserereignis wie in Kern PS2122-1 SL festzuhalten ($\delta^{18}\text{O}$: 2,0 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0,036 ‰).

5.2.2 Sedimentations- und Akkumulationsraten von PS2123-2SL

Auch im Kern PS2123-2SL basiert die Berechnung der Sedimentationsraten (Abb. 31a) auf dem oben beschriebenen stratigraphischen Rahmen. Der ähnliche Verlauf der Sedimentationsraten verglichen mit PS2122-1SL drückt die geringe Distanz zwischen beiden analysierten Kernen aus. Die mittlere Sedimentationsrate des Kerns liegt bei 7,26 cm/ky. Die im Vergleich zum Kern PS2122-1SL um ca. 1 cm/ky höhere Sedimentationsrate mag auf die geringere Distanz (stärkere Schüttung) zum Festland zurückzuführen sein.

Der landnähere Kern PS2123-2SL zeigt im Stadium 1 eine deutlich höhere Sedimentationsrate von 14 cm/ky. In den älteren Stadien schwankt sie zwischen 8 und 2,5 cm/ky. Der Trend zu höheren Sedimentationsraten in Glazialen ist auch in diesem Kern zu verfolgen.

Die Gesamt-Akkumulationsraten in PS2123-2SL (Abb. 31b) schwanken zwischen 4 und 20 g/cm²/ky, mit Extremwerten von 25 g/cm²/ky an der Oberfläche. Die treppenartigen Variationen sind, wie in PS2122-1SL, auf die auf wenige Punkte basierende stratigraphische Auflösung zurückzuführen. Generell ist die Akkumulationsrate im landnäheren Kern höher als im landferneren (um 2-5 g/cm²/ky).

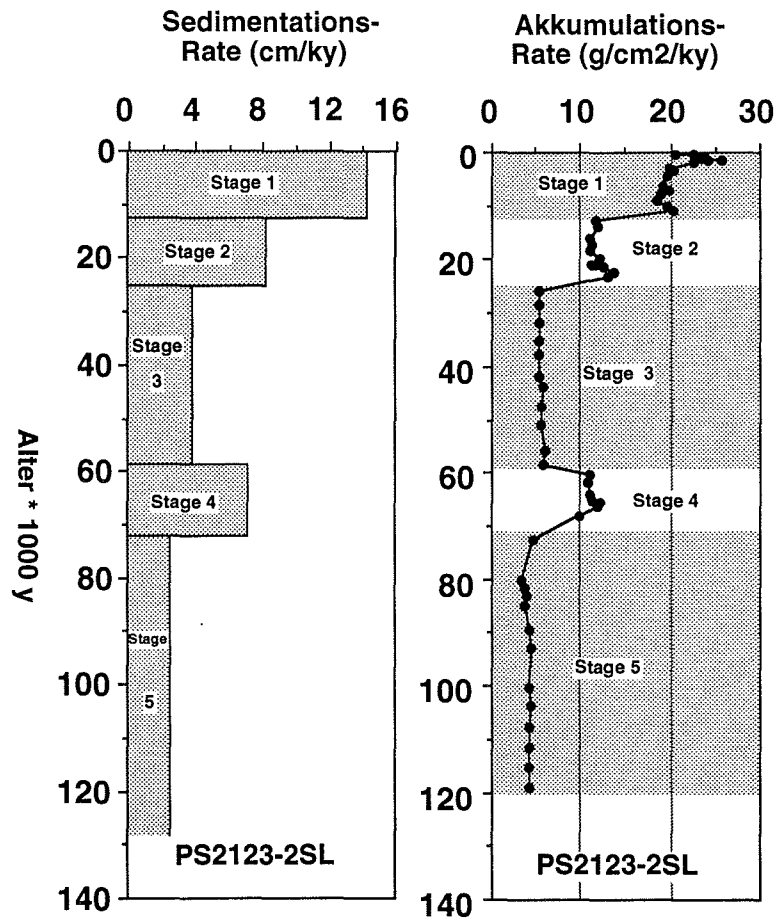


Abb. 31: Sedimentations- und Gesamt-Akkumulationsraten für den Kern PS2123-2SL.

6. Diskussion

Anhand der erzielten Ergebnisse der sedimentologischen und organisch-geochemischen Analyse der Sedimentkerne- und oberflächen werden zunächst die Ablagerungsbedingungen am Kontinentalhang Nordwestspitzbergens für jedes einzelne Isotopenstadium (1-5) in Bezug auf Oberflächenzirkulationsmuster, Meereisausdehnung, Vor- und Rückstoß der Gletscher und der damit verbundenen Schmelzwasserzufuhr interpretiert. Abschließend sollen die generellen Ablagerungsbedingungen in den Kalt- und Warmzeiten, sowie in den Enteisungsphasen rekonstruiert und die paläoozeanographischen, -klimatischen und -glaziologischen Verhältnisse an der Nordwestküste Spitzbergens im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus zusammenfassend dargestellt werden.

6.1 Der letzte Glazial/Interglazial-Zyklus

Im Verlauf der letzten 130.000 Jahren sind in der Fram-Straße und an der Westküste Spitzbergens anhand von organisch-geochemischen und sedimentologischen Parametern folgende paläoozeanographischen, -klimatischen und -glaziologischen Ablagerungsbedingungen festgestellt worden: Die ausgeprägtesten Vorstöße wärmeren atlantischen Wassers traten in den Isotopenstadien 5.5 und 1 auf, die global als die wärmsten Perioden des letzten Klimazyklus angesehen werden (Kellog 1980, Hebbeln 1991). In Substadium 5.1 weisen hohe Coccolithenzahlen und leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in der östlichen Fram-Straße und auf dem Yermak-Plateau auf ein ähnliches Oberflächenzirkulationsmuster wie in Stadium 5.5 und 1 hin (Köhler & Spielhagen 1990). Der erste Gletschervorstoß während der Weichselvereisung auf Spitzbergen zwischen 118.000 und 108.000 Jahren vor heute im Stadium 5 (Mangerud et al. 1990), macht sich in den Sedimenten der Fram-Straße und im Bereich des Kontinentalhanges an der Westküste Spitzbergens nicht bemerkbar (Hebbeln 1992) (Abb. 32). Weitere Vorstöße der Gletscher im Verlauf der Isotopenstadien 4 und 3 drücken sich vergleichsweise in einem geringen Eintrag terrigenen Materials aus. Dagegen ist der Gletschervorstoß zwischen 26.000 und 10.000 Jahren vor heute in Stadium 2 (Mangerud et al. 1990) verbunden mit einem maximalen Eintrag eistransportierten Materials (Hebbeln 1992) (Abb. 32). Neben dieser größten Ausdehnung der Inlandeismassen des Svalbard/Barents-Eisschildes im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus ist gleichzeitig, zu Beginn des Hochglazials (26-23 ky) und zwischen 19.000 und 13.000 Jahren vor heute, ein verstärkter Zustrom wärmeren Atlantikwassers bis an die Westküste Spitzbergens nachgewiesen worden (Andersen 1993, Hebbeln 1991, 1992) (Abb. 32).

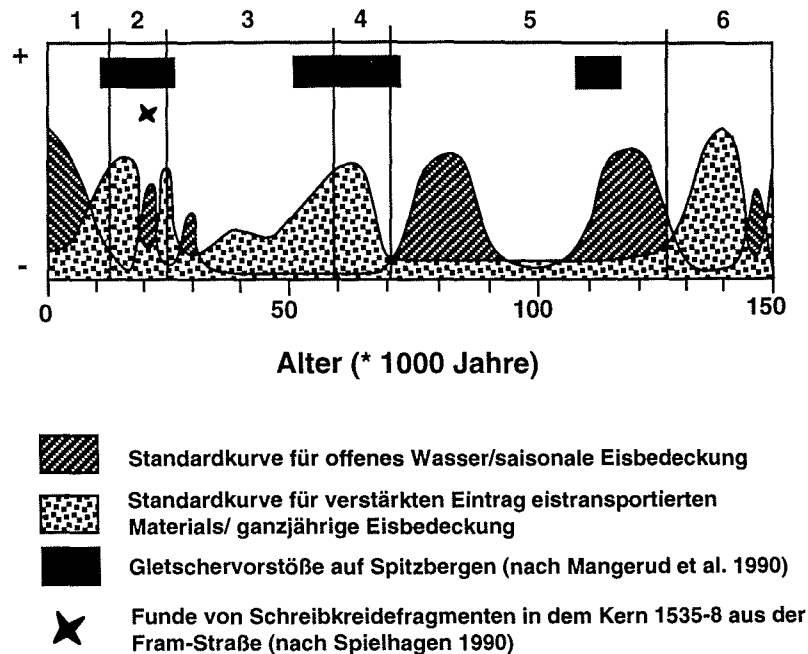


Abb. 32: "Zusammenfassung der Indikatoren für "offenes Wasser und saisonale Eisbedeckung" und für "Eisbedeckung und verstärkter Eintrag eistransportierten Materials" für die Fram-Straße für den letzten Glazial/Interglazial-Zyklus. Zusätzlich aufgeführt sind die Gletschervorstöße auf Spitzbergen (vgl. Mangerud et al. 1990) und die Funde von Schreibkreidefragmenten (Spielhagen 1990)" (übernommen von Hebbeln 1991).

6.2 Sauerstoffisotopen-Stadium 5 (128-71 ky)

6.2.1 Substadium 5.5

Im Substadium 5.5, dem letzten Klimaoptimum zwischen 124.000 und 115.000 Jahren vor heute (Eem-Interglazial), wird davon ausgegangen, daß die östliche Fram-Straße und Teile des Nordpolarmeeres vom Westspitzbergenstrom beeinflusst worden sind (vgl. Henrich et al. 1989, Kellogg 1980, Köhler 1992, Markussen et al. 1985).

In den hier analysierten Sedimentkernen ist unter Vorbehalt Substadium 5.5 zu unterscheiden (vgl. Kap. 5). Die günstige klimatische Entwicklung im Eem-Interglazial wird an der Nord-

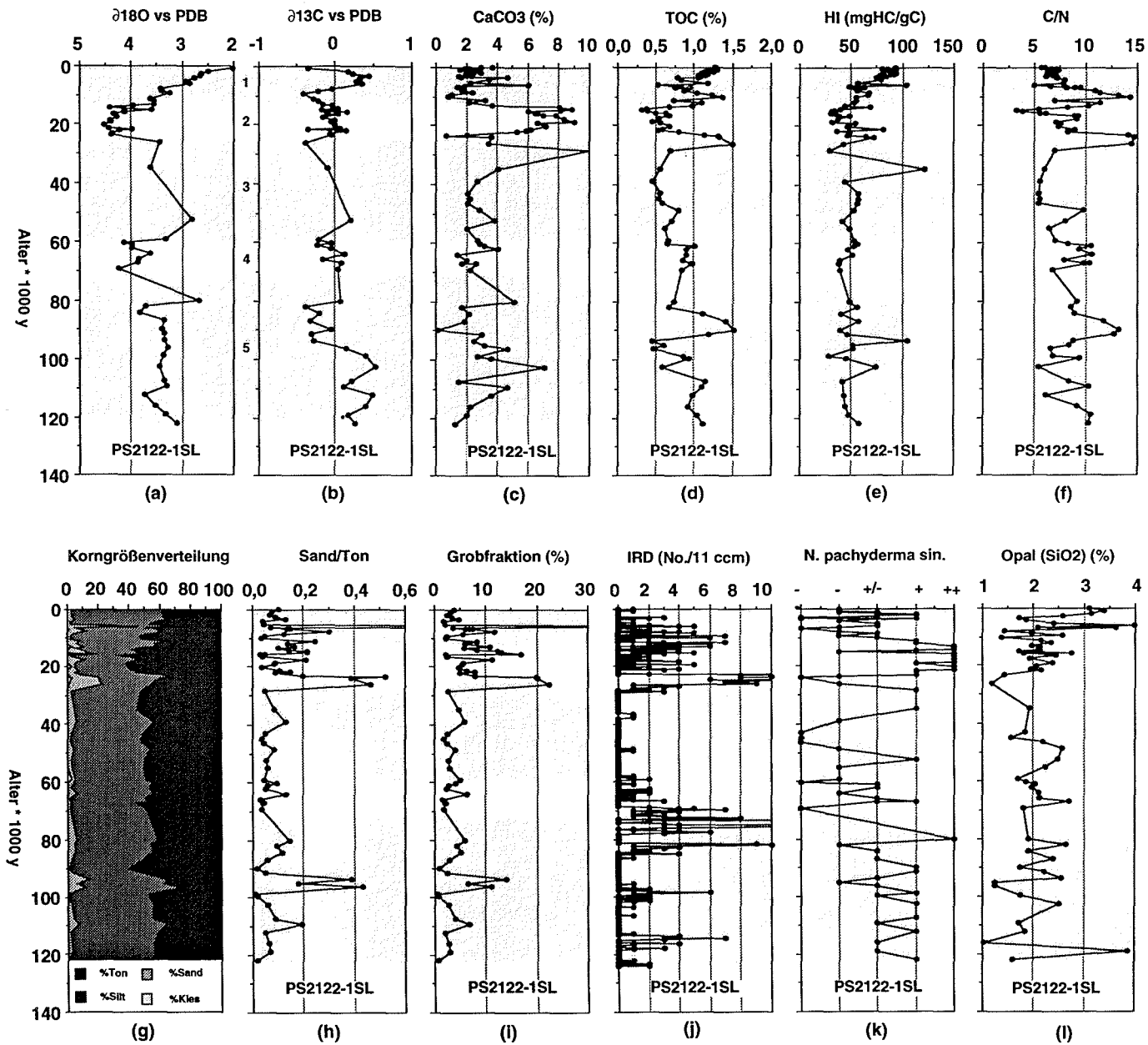
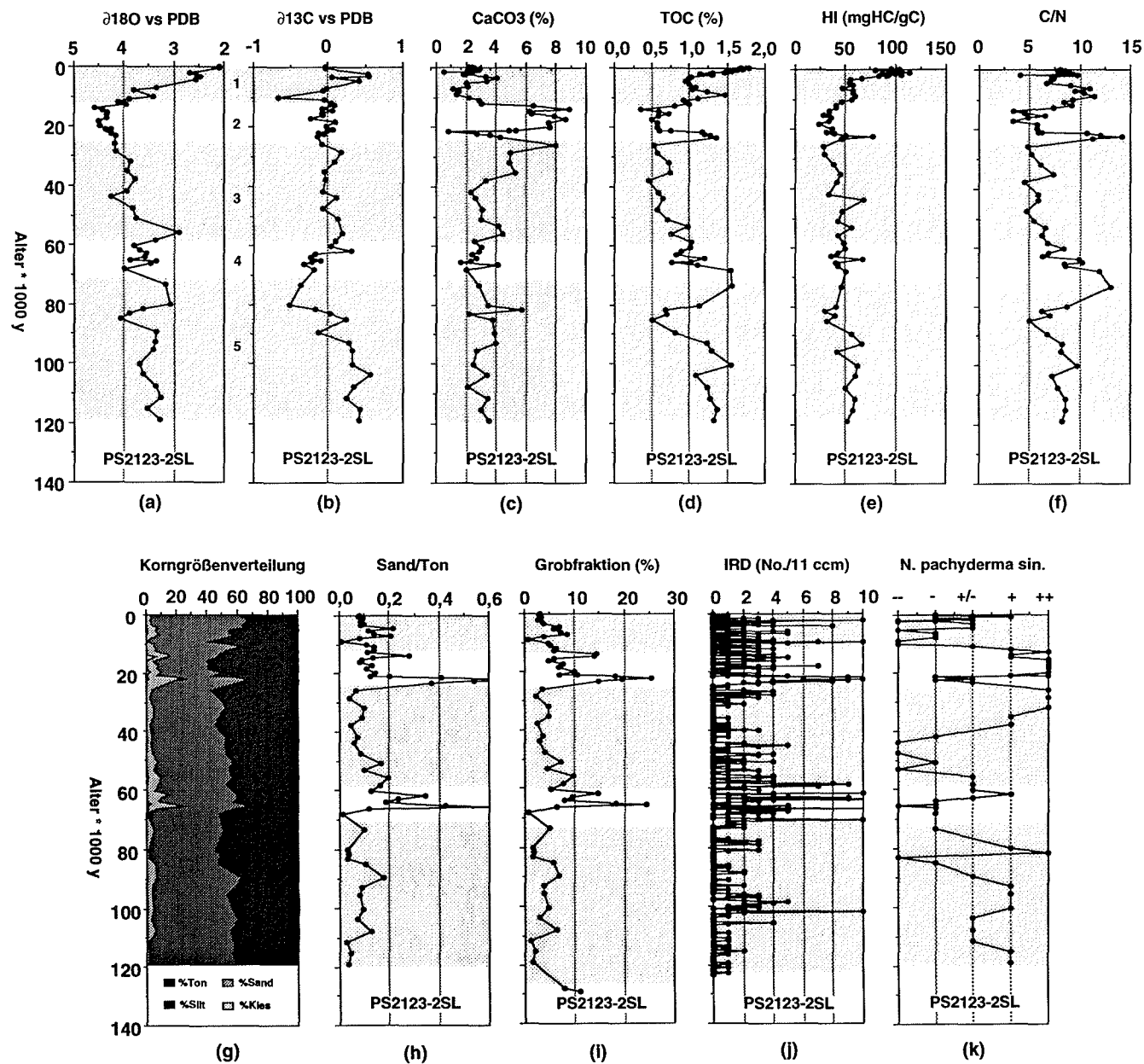


Abb. 33: Kerndiagramm der parallelisierten geochemischen und sedimentologischen Parameter der Station PS2122-1 in Bezug auf das Alter (Korngrößenverteilung: H. Grobe; Opal: D. Nürnberg, unveröff.).



westküste Spitzbergens durch relativ leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (3,4-3,1 ‰) wiedergegeben. Weiterhin geben die geringen Grobfractionsanteile, die intensiven Bioturbationsspuren im Sediment (pyritisierte Chondrites-Bauten) (vgl. Abb. 11a), die erhöhte Planktonproduktion und der verstärkte Anteil an biogenem Opal ($0,2 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$) weitere Hinweise für eine Ausdehnung des Westspitzbergenstroms bis über 80° N hinaus (vgl. Abb. 33, 34, 35).

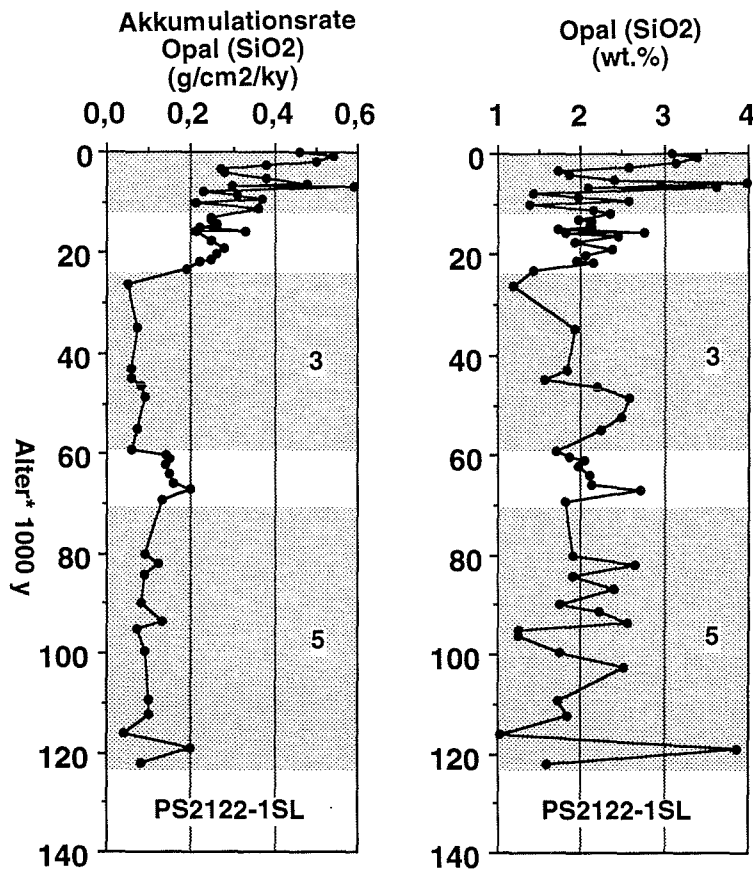


Abb. 35: Akkumulationsrate und Gewichtsprozent des biogenen Opalgehaltes des analysierten Kerns PS2122-1SL.

Hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (0,26-0,42 ‰) können ebenfalls als Anzeichen für relativ eisfreie Bedingungen und damit für eine gute Oberflächendurchlüftung der Wassermassen gesehen werden. Die Grenze zum Stadium 6 wird an der Basis des landnäheren Kerns PS2123-2SL durch ansteigende Grobfractionsgehalte und fehlende planktische Foraminiferen⁴ (*N. pachyderma*

⁴ Diese Foraminifere lebt in der Fram-Straße vermutlich in Wassertiefen von 150-300 m (Carsten & Wefer 1992). Ihr Vorkommen ist verbunden mit relativ eisfreien Bedingungen, Schwankungen in der Salinität von 30,5 bis 50 ‰ (vgl. Boltovsky & Wright 1976) und einer erheblichen Spannweite der Wassertemperaturen bis min. -1,4 °C (vgl. Bé & Tolderlund 1971). Optimale Lebensbedingungen finden sie bei Wassertemperaturen von 0-9 °C (vgl. Bé & Tolderlund 1971). Auch im Meereis kann sie ihren Lebenszyklus verbringen, jedoch sind in 19 beprobten Eiskernen aus der Fram-Straße nur vier Exemplare gefunden worden (Spindler, unveröff. Daten in Dieckmann et al. 1991). Nach Spindler (1990) ist die differenzierte Eisbildung die Hauptursache für dieses Ausbleiben. Allerdings ist zu betonen, so Carstens & Wefer (1992), daß *N. pachyderma* sin. die einzige planktische Foraminifere ist, die vermutlich auch unter einer relativ dichten Meereisdecke überleben kann.

sin.) angedeutet (vgl. Abb. 34) (Baumann et al. 1993). Ebenso bestätigt der Anstieg des Kiesgehalts im Gesamtsediment (1,8 %) an der Basis des landnäheren Kerns PS2123-2SL den Übergang vom Stadium 6 zum Eem-Interglazial (Abb. 36).

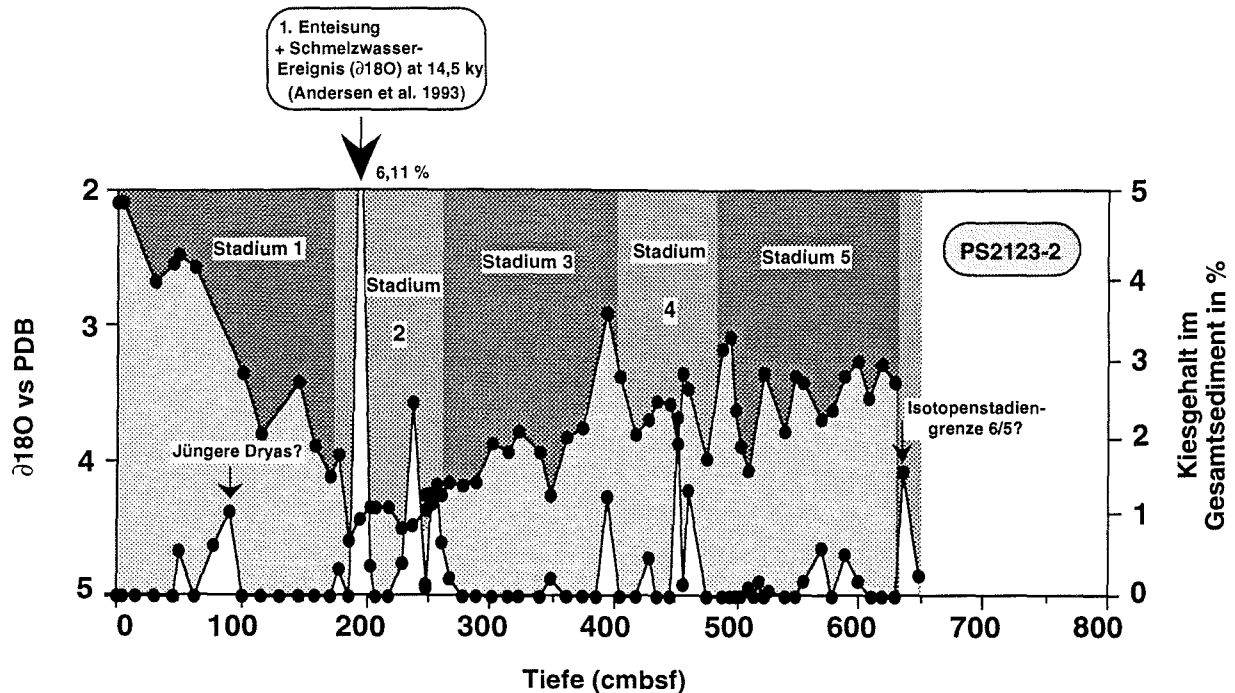


Abb.: 36: Beziehung zwischen der Sauerstoffisotopenstratigraphie und dem Kiesanteil im Sediment für den Kern PS2123-2SL.

Die Akkumulationsrate der Grobfraction von fast null (vgl. Abb. 37) deutet daraufhin, daß Packeis die Nordwestküste Spitzbergens nur zeitweilig bedeckten. Ebenso belegt die kleine Anzahl an Dropstones (1 bis 2 Partikel/11 cm²) die geringe Kalbungsrate bzw. den vermindernden Transport von Eisbergen bis an die Nordwestküste Spitzbergens.

Hebbeln (1992) hat an Kernen der östlichen Fram-Straße festgestellt, daß ein bodennaher Transport am nordwestlichen Kontinentalhang für Substadium 5.5 nicht nachzuweisen ist. Auffallend sind daher nur die geringen Karbonatakkumulationsraten im Sediment des Substadium 5.5. Sie schwanken, trotz zahlreichem Auftreten planktischer Foraminifere, nur um 0,1 g/cm²/ky (Abb. 38) ⁵. Ebenso spiegeln sich die intensiven Bioturbationsspuren im Substadium 5.5 (Abb. 13 a) nicht durch erhöhte TOC-Akkumulationsraten (0,05 g/cm²/ky) (Abb. 39) wider, obwohl die Pyritisierung der Bioturbationsspuren (Chondrites-Bauten), so Leventhal (1983), auf lokal deutlich erhöhte Anteile an organischer Substanz schließen lassen, da sie für die Ausbildung reduzierender Bedingungen erforderlich sind.

⁵ Die niedrigen Karbonatgehalte resultieren vermutlich aus methodischen Fehlern.

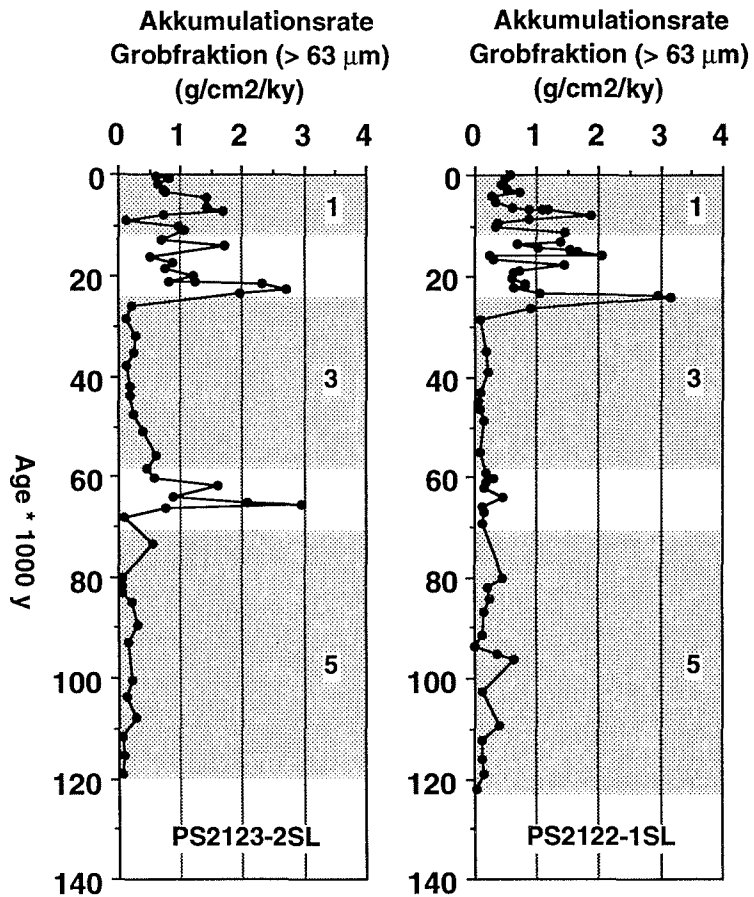


Abb. 37: Akkumulationsrate der Grobfraktion der analysierten Kerne PS2122-1SL und PS2123-2SL.

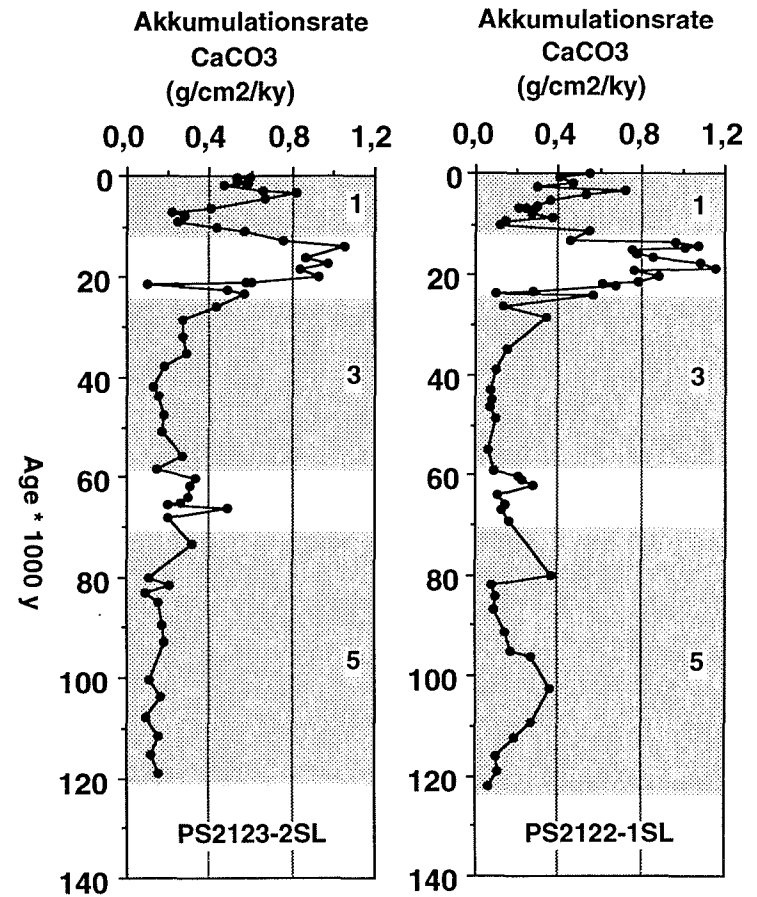


Abb. 38: Akkumulationsrate von Kalziumkarbonat der analysierten Kerne PS2122-1SL und PS2123-2SL.

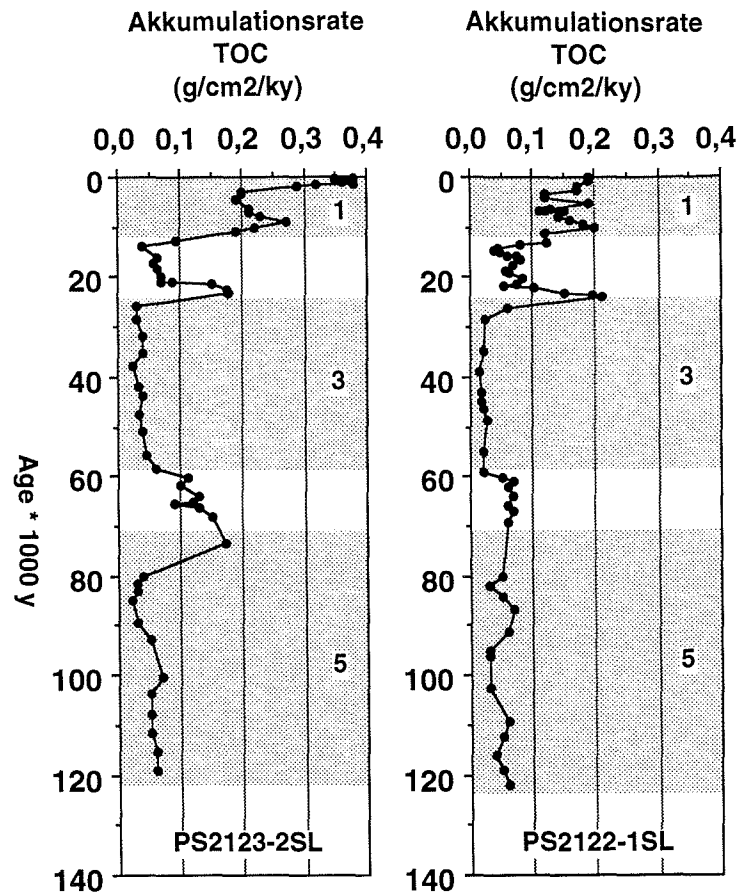


Abb. 39: Akkumulationsrate des organischen Kohlenstoffs der analysierten Kerne PS2122-1 und PS2123-2.

Stattdessen weisen die HI-Werte (um 50 mgHC/gC) als auch das C/N-Verhältnis (8-10 ohne Korrektur) trotz der relativ eisfreien Bedingungen auf einen vergleichsweise hohen terrigenen organischen Eintrag hin (Abb. 33, 34).

Insgesamt ist jedoch, in Anlehnung an Köhler (1992) und Kellogg (1977, 1980) aus den gemessenen Parametern am Kontinentalhang Nordwestspitzbergens zu entnehmen, daß ein Einstrom warmen atlantischen Wassers im Substadium 5.5 bis in das Untersuchungsgebiet vorgelegen hat. Der Eisrand lag vermutlich nördlich des Yermak-Plateaus, da weder ein Schmelzwassersignal noch Verdünnungseffekte bzw. hohe Anteile an terrigenem Material vorgefunden worden sind. Die glaziologischen und klimatischen Bedingungen lassen sich mit den heutigen vergleichen, obwohl die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf kältere Oberflächenwassertemperaturen als im Holozän hinweisen (vgl. Gard 1988a) und die zentrale Fram-Straße im Gegensatz zu heute nicht vom Westspitzbergenstrom erfasst worden ist (vgl. Köhler 1992, Spielhagen 1990).

6.2.2 Substadien 5.4-5.2

Anhand der Zusammensetzung der Grobfraction und der Sauerstoffisotopenstratigraphie in der zentralen und östlichen Fram-Straße sowie auf dem Yermak-Plateau vermuten Spielhagen & Köhler (1990), daß in den Substadien 5.4 und 5.2 die Vergletscherung der zirkum-Arktischen Gebiete wieder zugenommen hat. Gleichzeitig deuten Coccolithenfunde in Substadium 5.3 und der Transport von Eisbergen aus Ost-Svalbard in die östliche Fram-Straße auf eine nördlich gerichtete Eisdrift über den Westspitzbergenstrom und einen Rückzug des Ostgrönlandstroms nach Westen hin (Gard & Backmann 1990, Spielhagen 1990). Dagegen schließt Köhler (1992) aus ihren Untersuchungen, daß in den Substadien 5.4-5.2 der Westspitzbergenstrom die Fram-Straße nicht erreicht hat, jedoch eine Meereisbedeckung nicht unbedingt vorgeherrscht haben muß. Der von Mangerud et al. (1990) postulierte Gletschervorstoß auf Spitzbergen zwischen 118.000 und 108.000 Jahren vor heute (Substadium 5.4) kann von Hebbeln (1992) in den Sedimenten der östlichen Fram-Straße nicht nachgewiesen werden.

An der Nordwestküste Spitzbergens kann in diesem Zeitraum aufgrund der relativ schweren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (4,0-3,4 ‰) von niedrigeren Oberflächenwassertemperaturen ausgegangen werden als in den Substadien 5.5 und 5.1 (Köhler & Spielhagen 1990). Allerdings können "vollglaziale" Bedingungen vermutlich ausgeschlossen werden. Pyritisierte Bioturbationsspuren, eistransportiertes Material, Lagen von Grob- und Mittelsand deuten auf saisonal eisbedeckte Gebiete. Diese Interpretation stimmt mit Überlegungen von Spielhagen (1990) überein. Im Vergleich zum letzten Interglazial bestätigen die analysierten Parameter im Untersuchungsgebiet eine Verschlechterung der Klimaverhältnisse. Unter anderem macht sich der Gletschervorstoß zwischen 118.000 und 108.000 Jahren vor heute (vgl. Mangerud et al. 1990) im landferneren Kern PS2122-1SL durch einen deutlichen Anstieg im Eintrag von eistransportiertem Material bemerkbar (vgl. Abb. 40). Allerdings verläuft der Anstieg an eistransportiertem Material nicht zeitgleich mit dem von Mangerud et al. (1990) postulierten Vorstoß. Zurückzuführen ist diese Tatsache auf die unsichere stratigraphische Gliederung des mittleren Stadium 5, doch ist von einer Korrelation der "peaks" mit der Gletschereisausdehnung bzw. Meereisausdehnung an der Westküste Spitzbergens durchaus auszugehen.

In Substadium 5.3 sprechen konstant leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und eine erhöhte Karbonatproduktion (Karbonat-Akkumulationsrate: 0,2 bis 0,4 g/cm²/ky) (Abb. 38) im landferneren Kern (PS2122-1SL) für eine leichte Erwärmung. Diese wird durch das Vorkommen von Coccolithen in der Fram-Straße bestätigt (Gard 1987). Die mit diesem Vorkommen verbundene nordwärts gerichtete Strömung war nach Meinung von Kellogg (1980) allerdings nur saisonal

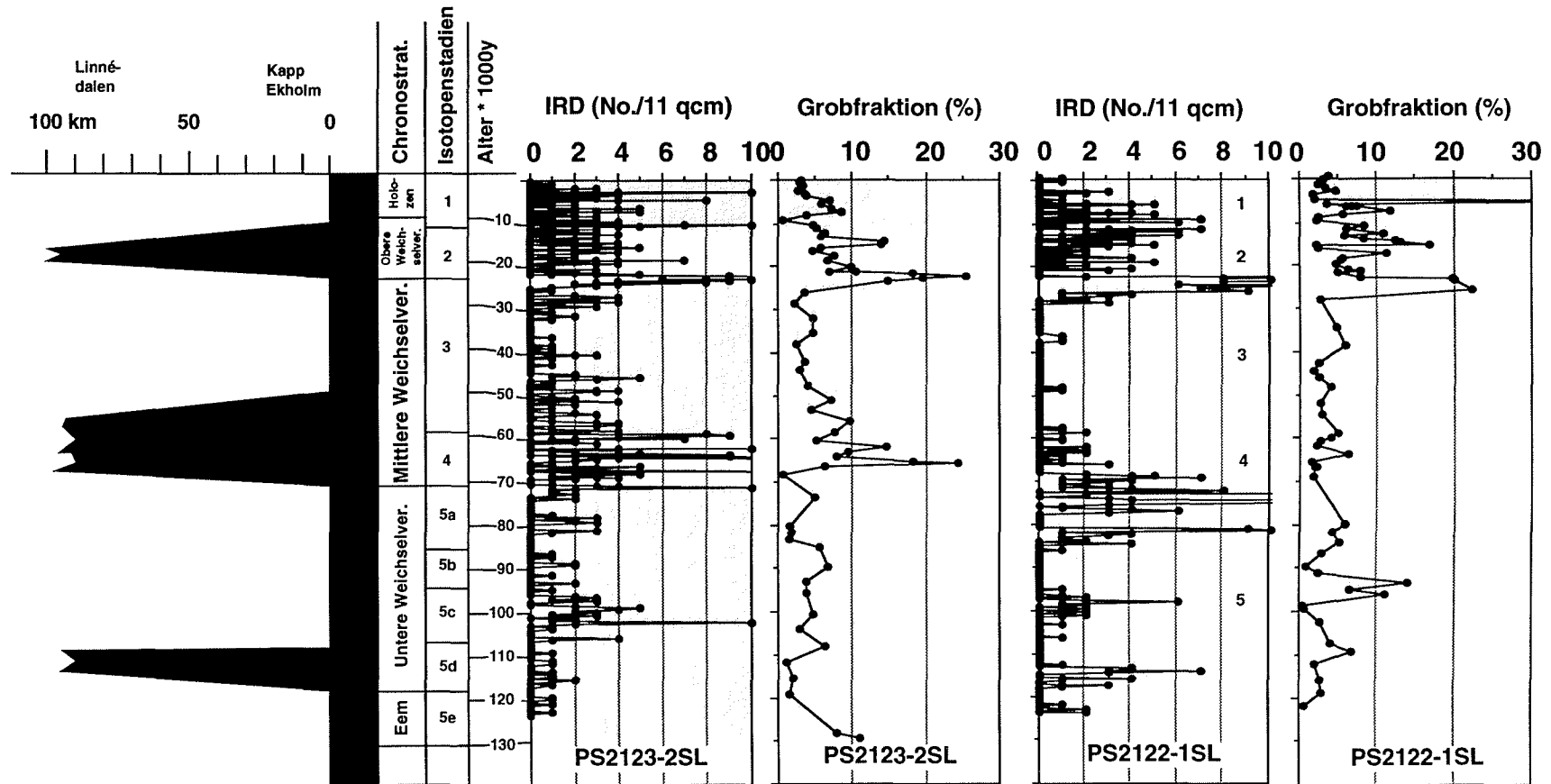


Abb. 40: Zusammenstellung der von Mangerud et al. (1992) postulierten Gletschervorstöße an der Westküste Spitzbergens (Isfjord), der Menge an eistransportiertem Material in den analysierten Kernen und der Sauerstoffisotopenstratigraphie des landferneren Kerns PS2122-1SL.

ausgeprägt und verhältnismäßig kühl. Weitere Hinweise für wechselnde Ablagerungsbedingungen in den Substadien 5.4-5.2 sind anhand der analysierten Parameter nicht möglich.

Insgesamt ist an der Nordwestküste Spitzbergens vermutlich von zwischeneiszeitlichen bis kaltzeitlichen Ablagerungsbedingungen auszugehen. Diese These ist nicht eindeutig an der Sedimentationsentwicklung im Untersuchungsgebiet nachzuweisen, sondern basiert auf Korrelationen mit Untersuchungen auf dem Yermak-Plateau und in der östlichen Fram-Straße bzw. am westlichen Kontinentalhang Spitzbergens (Hebbeln 1991, 1992, Köhler & Spielhagen 1990).

6.2.3 Substadium 5.1

Die hydrologischen, klimatischen und glaziologischen Bedingungen in der Fram-Straße und auf dem Yermak-Plateau in Substadium 5.1 ähneln nach Meinung von Köhler & Spielhagen (1990) und Hebbeln (1992) den Verhältnissen im letzten Interglazial. Die hohe Coccolithenhäufigkeit und der Einfluß von niedrig salinem Oberflächenwasser auf das Isotopensignal lassen einerseits auf die unmittelbare Nähe des Eisrandes und andererseits auf einen ständigen Einstrom von warmen Atlantikwasser bis 82 ° nördlicher Breite schließen (Gard 1988a, Gard & Backmann 1990, Köhler & Spielhagen 1990). Generell wird ein teilweise eisbedecktes und stark saisonal geprägtes "Meeresoberflächengebiet" angenommen. Trotzdem ist zu betonen, daß die Oberflächentemperaturen vermutlich niedriger gewesen sind als im letzten Interglazial, da subpolare planktische Foraminiferen (*N. pachyderma dex.*) in dieser Breitenregion in Substadium 5.1 nicht gefunden worden sind⁶ (Kellog et al. 1980).

Im Nordwesten Spitzbergens kennzeichnen hohe Anteile an eistransportiertem Material in Verbindung mit hohem Vorkommen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma sin.* das Substadium 5.1. Besonders in den Radiographien ist diese Anreicherung an terrigenem Material im landnäheren Kern deutlich zu unterscheiden (vgl. Abb. 34). Grob- und Mittelsandlagen deuten auf Abschmelzereignisse in unmittelbarer Nähe des Eisrandes. Die Anreicherung von eistransportiertem Material (IRD) geht vermutlich auf die zunehmende Kalbungsrate von Eisbergen infolge der allmählichen Erwärmung in Substadium 5.1 zurück. Dabei ist nicht zu differenzieren, ob die Eisberge von Gletschern an der Nordwestküste stammen oder über den Ostspitzbergenstrom an der Westküste Spitzbergens entlang nach Norden transportiert worden sind (vgl. Spielhagen 1990). Der Wasserstoff-Index HI (um 50 mgHC/gC) bestätigt die An-

⁶ Sie treten verstärkt im Stadium 1 (Holozän) und Substadium 5.5 (Eem-Interglazial).

reicherung von Terrigenmaterial in diesem Zeitraum. Die hohe TOC-Akkumulationsrate von $0,18 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ im landnäheren Kern PS2123-2SL zwischen 0,7 und 1,1 % spricht für die verstärkte Zufuhr von terrigenem organischem Material (Abb. 39). Ob die niedrigen C/N-Verhältnisse zwischen 5 und 7 eher den erhöhten Anteil an biogener Produktion berücksichtigen, ist nicht eindeutig geklärt.

Eine hohe Akkumulationsrate von biogenem Kalziumkarbonat ($0,4 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$) bestätigt das gleichzeitige Vorkommen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma sin.* Ihr Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopensignal ($\delta^{18}\text{O}$: 2,6 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0,5 ‰) deutet auf niedrig salines Oberflächenwasser im Untersuchungsgebiet und bestätigt damit die These der Schmelz- und Flußwasserzufuhr in der Fram-Straße und auf dem Yermak-Plateau durch lokales Abschmelzen der Eisschilde und der Meereisdecke. Die unterschiedliche Distanz der beiden analysierten Kerne zum Festland ist besonders durch ein eindeutigeres Schmelzwasserereignis ($\delta^{18}\text{O}$: 3 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0,6 ‰) im landnäheren Kern erkennbar (Abb. 34). Damit verbunden ist ein höherer Anteil an eistransportiertem Material und die verstärkte Zufuhr terrigener organischer Substanz. Auch die Karbonatakkumulationsrate nimmt durch die zunehmende Verdünnung von $0,4 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ im landferneren auf $0,3 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ im landnäheren Kern ab (Abb. 38). Ob Suspensionsflüsse ("Gletschermilch") oder Bodenströmungen am Kontinentallhang auf die Sedimentationsentwicklung Einfluß nehmen, ist ebenfalls nicht geklärt.

Hohe Coccolithenvorkommen, die für diesen Zeitraum in der Fram-Straße und auf dem Yermak-Plateau typisch sind (Salztoleranz: 18 ‰) (Gard 1987, Haq 1978), wurden nicht festgestellt.

Insgesamt kann man anhand der Sedimentationsentwicklung davon ausgehen, daß der Westspitzbergenstrom die Nordwestküste Spitzbergens in Substadium 5.1 erreicht hat. Die klimatischen, glaziologischen und hydrologischen Bedingungen waren nur unwesentlich schlechter als in Stadium 5.5 und 1. Die Überlagerung mit gering salinem Oberflächenwasser ist vermutlich auf eine deutlich dichtere Meereisbedeckung bzw. auf eine geringere Distanz zum Eisrand als im letzten Interglazial zurückzuführen. Die Anreicherung von terrigenem Material im landnäheren Kern PS2123-2SL gibt Hinweise auf die zunehmende Kalbung der Gletscher bei gleichzeitiger Erwärmung infolge des Zustroms des WSC.

6.3 Sauerstoffisotopen-Stadium 4 (71-59 ky)

Während Spielhagen (1990) aufgrund von Coccolithenfunden an der Stadiengrenze 4/5 (vgl. Gard & Backmann 1990), "polare Bedingungen" nur noch der jüngeren Hälfte des Stadium 4 (65-59 ky) zuschreibt, vermutet Hebbeln (1992), daß die Gletscher Westspitzbergens zwi-

schen 65.000 und 50.000 Jahren vor heute wahrscheinlich bis an die Küste bzw. bis an den Schelfrand reichten. Diese Vermutung basiert einerseits auf Ergebnisse von Mangerud et al. (1990), der in diesem Zeitraum einen weitreichenden Gletschervorstoß auf Spitzbergen nachgewiesen hat, und andererseits auf einen verstärkten terrigenen Eintrag in marinen Sedimenten, den Hebbeln (1992) auf sedimentbeladene Eisberge (Dowdeswell & Dowdeswell 1989) und intensiven bodennahen Suspensionstransport (Pfirman & Solheim 1989) zurückführt.

Die permanente Bedeckung der Fram-Straße und des Yermak-Plateaus mit Meereis, wie sie von Kellog (1977, 1980) postuliert wird, wird von vielen Autoren aufgrund von Coccolithen-funden und den hohen Anteilen an planktischen Foraminiferen im Sediment angezweifelt. Vermutlich kann von einer (saisonal?) aufgelockerten Eisbedeckung ausgegangen werden (vgl. Spielhagen 1990). Dagegen geht Hebbeln (1991) davon aus, daß im älteren Teil des Stadium 4 eine ganzjährige Eisdecke vorgeherrscht haben muß. Er beruht sich dabei auf die geringen Grobfraktionsgehalte im Sediment, die er der Unterdrückung der Kalbungsrate bzw. der Eisbergproduktion durch eine permanente Eisbedeckung zuschreibt.

Die Oberflächenzirkulation in der Fram-Straße ist im Stadium 4 weitaus weniger intensiv ausgeprägt als im Substadium 5.5. Eine "starke" Nordkomponente der oberflächlichen Eisbewegung ist nach Spielhagen (1990) nicht ersichtlich. Dagegen schließt Vogelsang (1990) anhand von Vorkommen der benthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* auf einen relativ starken Einstrom nordatlantischen Oberflächenwassers, zumindest zwischen 71.000 und 65.000 Jahren vor heute (Substadium 4.2). Hebbeln (1991) kommt zu dem Ergebnis, daß die Verteilung des terrigenen Materials in der Fram-Straße (Herkunftsgebiet: Barents Schelf, Spitzbergen) eine nordgerichtete Oberflächenzirkulation voraussetzt.

Im Nordwesten Spitzbergens werden die glazialen Bedingungen in Stadium 4 durch schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (3,5-4 ‰) in Verbindung mit schlecht durchlüftetem Oberflächenwasser ($\delta^{13}\text{C}$: um 0 ‰) bestätigt (vgl. Abb. 33, 34). Zeitgleich mit einem von Mangerud et al. (1990) postulierten Gletschervorstoß auf Spitzbergen von 72.000 bis 50.000 Jahren vor heute ist im landnäheren Kern PS2123-2SL ein Maximum im Eintrag terrigenen Materials zu erkennen, während das Signal im landferneren Kern ausbleibt (Abb. 40). Parallel dazu weisen die hohen TOC-Akkumulationsraten (zwischen 0,1 und 0,18 g/cm²/ky) (Abb. 39), C/N-Verhältnisse zwischen 10 und 14 und HI-Werten um 50 mgHC/gC auf den Transport von terrigenem organischem Material in Eisbergen oder Meereis hin (vgl. Henrich et al. 1989) (Abb. 33, 34). Die geringe Erhaltung von Biogenkarbonat erklärt Henrich et al. (1989) durch Oxidation von marinem organischem Material und verringerter Bodenwasserzirkulation bei zunehmendem Eintrag von terrigenem organischem Material. Korrosives Bodenwasser, das, in Verbindung mit niedrigen Temperaturen, hochsalinaren Lösungen bei der Eisbildung und hoher Sedimen-

tation von organischem Material auf den Schelfen entsteht, kann die Karbonatlösung am Kontinentalhang beschleunigen (Pagels 1991).

Im landferneren Kern PS2122-1SL ist diese Anreicherung von terrigener organischer Substanz nicht zu erkennen, da der Anteil an eistransportiertem Material vergleichsweise gering ist (Abb. 36) und die Akkumulationsrate der organischen Substanz nur um $0,07 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ schwankt (Abb. 39). Bei der geringen Produktion an planktischen Foraminiferen und der relativ homogenen Sedimentation mit wenig Bioturbation, ist vermutlich davon auszugehen, daß "vollglaziale" Bedingungen, d.h. ständige Eisbedeckung, vorlagen. Diese Annahme ist darauf zurückzuführen, daß die Eismassen an der Nordwestküste nur unwesentlich über die Fjordöffnungen hinaus vorgestoßen sind (Salvigsen & Österholm 1980) und die abbrechenden Eisberge vermutlich nur bis zur landnäheren Kernposition (PS2123-2SL) abschmelzen konnten. Desweiteren geben die dunklen Ton- und Siltsteine in der Terrigenfracht Hinweise darauf, daß dieses Material durch Eisberge aus Ost-Svalbard über eine vorhandene Norddrift das Untersuchungsgebiet erreicht haben könnte (Hebbeln 1991, Spielhagen 1990).

6.4 Sauerstoffisotopen-Stadium 3 (59-27 ky)

Nach Mangerud et al. (1990) endet der zweite Gletschervorstoß auf Spitzbergen im älteren Teil des Stadium 3 (50 ky). Gleichzeitig nimmt die Phase verstärkten Eintrags terrigenen Materials in Sedimenten der östlichen Fram-Straße ab (Hebbeln 1992). Der Grobfraktionsanteil in der östlichen Fram-Straße deutet auf ein ähnliches Oberflächenzirkulationsmuster wie in Stadium 4 hin (Spielhagen 1990).

Zwischeneiszeitliche Verhältnisse zwischen 45.000 und 26.000 Jahren vor heute, wie sie Velichko et al. (1989) postulieren, sind mit einer ganzjährigen Eisdecke an der Westküste Spitzbergens und geringem Eintrag terrigenem Material verbunden (Hebbeln 1991). Im späten Stadium 3 leiten Schmelzwasserereignisse an der Westküste den Übergang zum letzten glazialen Maximum (LGM) ein (Andersen et al. 1993). Ob der Einstrom von Atlantikwasser zu diesem Signal geführt hat, ist nicht eindeutig geklärt (Köhler 1992). Allerdings haben Hebbeln (1991) und Andersen et al. (1993) für den Zeitraum zwischen 27.000 und 23.000 Jahren vor heute anhand erhöhter Karbonatakkumulationsraten in Verbindung mit einem verstärkten Auftreten der planktischen Foraminifere *N. pachyderma sin.* saisonal eisfreie Bedingungen an der Westküste Spitzbergens nachgewiesen. Sie lieferten vermutlich den benötigten Niederschlag zum Aufbau des Svalbard-Barents Eisschildes (Svendsen & Mangerud 1992).

An der Nordwestküste Spitzbergens setzt übereinstimmend mit dem Rückzug der Gletscher zu Beginn des Stadium 3 (Mangerud et al. 1990) die Abnahme des Terrigenmaterials im Sedi-

ment ein (Abb. 40). Während im landnäheren Kern PS2123-2SL dieses Signal deutlich zu verfolgen ist, bleibt es im landferneren (PS2122-1SL) aus. Sowohl der Anteil an eistransportiertem Material als auch der Grobfraktionsgehalt zeichnen sich durch relative Minima im mittleren und frühen Stadium 3 aus. Die Ursache ist vermutlich in einer weitaus geringeren Gletscherausdehnung an der Nordwestküste als in Stadium 2 zu suchen.

Im Übergang von Stadium 4 zum Substadium 3.3 drückt sich die allmähliche Erwärmung in Verbindung mit einem stetigen Rückzug der Gletscher durch ungewöhnlich leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (3,3-2,8 ‰) aus. Trotz der vergleichsweise leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (um 0,2 ‰) in Substadium 3.3 ist in Anlehnung an Köhler (1992), Vogelsang (1990) u.a. von einem Schmelzwassereintrag infolge des Gletscherrückzugs auszugehen. Die damit verbundene Auflockerung der Meereisdecke in Substadium 3.3 ermöglicht die ansteigende Planktonproduktion.

Die ganzjährige Eisbedeckung im mittleren Stadium 3, wie sie von Hebbeln (1991) postuliert wird, kann an der Nordwestküste Spitzbergens vermutlich bestätigt werden. Fehlende planktische Foraminiferen im Sediment, minimaler Anteil eistransportiertem Material, erkennbare Ansätze von Lamination und die fehlenden Bioturbationsspuren liefern ausreichend Hinweise für diese These (Abb. 33, 34). Nach Spielhagen (1990) hat sich das Oberflächenzirkulationsmuster in der östlichen Fram-Straße bzw. am Westrand des Svalbard Archipels im mittleren Stadium 3 vermutlich unter glazialen Bedingungen herausgebildet. Während Vogelsang (1990) anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten eine Umkehr des Strömungssystems im Europäischen Nordmeer postuliert, vermuten Spielhagen (1990) und Hebbeln (1991) einen "zyklonalen Wirbel" im Osten der Fram-Straße, der im Westen vom Ostgrönlandstrom begrenzt wird. Der Transport von Eisbergen aus Ost-Svalbard über den Ostspitzbergenstrom nach Norden kann, so Spielhagen (1990), über das gesamte Stadium 3 verfolgt werden. Die Sedimentationsentwicklung an der Nordwestküste Spitzbergens spricht für die Existenz des "zyklonalen Wirbels" mit seiner ausgedehnten Packeisbedeckung in der zentralen Fram-Straße. Der Anstieg des Sauerstoffisotopensignals $\delta^{18}\text{O}$ auf Werte um 4 ‰ im landnäheren Kern und 3,6 ‰ im landferneren belegen die verstärkte Ausdehnung der Gletscher bzw. die niedrigeren Oberflächentemperaturen an der Nordwestküste. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte schwanken um 0 ‰. Sie weisen auf schlecht durchlüftete Oberflächenwassermassen hin. Die Ausbildung dieses "zyklonalen Wirbels" währte nur im mittleren Stadium 3, da der Zerfall der Eisdecke vermutlich schon zu Beginn des Substadiums 3.1 infolge des Zustroms wärmeren Atlantikwassers über den Westspitzbergenstrom begann. Merkmale, wie leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-0,37 ‰) verbunden mit relativ leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (3,4 ‰), hohe Karbonatakkumulationsraten (0,5 g/cm²/ky) verbunden mit erhöhten Anteilen planktischer Foraminiferen und die Zunahme an eistransportiertem Material im Sediment belegen diese Annahme im landferneren Kern (Abb. 33). Im landnäheren Kern ist ein Schmelzwasserereignis nicht nachzuweisen; dafür sprechen hohe Anteile an planktischen Foraminiferen und ein relativer Anstieg der IRD im

Sediment für eine aufgelockerte Meereisbedeckung (Abb. 34). Die Interpretation der organisch-geochemischen Parameter liefert keine zusätzlichen Informationen über wechselnde Ablagerungsbedingungen.

Die Ausdehnung des Westspitzbergenstroms in Substadium 3.1 bis an die Nordwestküste Spitzbergens belegt die These von Hebbeln (1992) und Andersen et al. (1993), die infolge des Zustroms von Atlantikwasser eine vollständige Eisfreiheit an der Westküste Spitzbergens zwischen 27.000 und 23.000 Jahren vor heute nachgewiesen haben.

6.5 Sauerstoffisotopen-Stadium 2 (27-12 ky)

Die Ausdehnung der Gletscher an der Westküste begann vermutlich um 25.000 Jahren vor heute. ^{14}C -Datierungen an glazialmarinen Tonen über Tilliten auf dem kontinentalen Schelf von Westspitzbergen belegen den Vorstoß der Gletscher bis zum äußersten Schelfrand (Mangerud et al. 1992, 1992, Svendsen et al. 1992). Dies widerspricht den Annahmen von Salvigsen (1977, 1979), Salvigsen & Nydal (1981), Salvigsen & Österholm (1982), Troitsky et al. (1979), Boulton (1979, 1990), Boulton et al. (1982), Miller et al. (1989), Forman (1990, 1993), die anhand von detaillierten sedimentologischen Untersuchungen an der Westküste einen derartigen Vorstoß der Gletscher nicht nachweisen konnten.

Die Ausdehnung der Gletscher bis zum Schelfrand wird in Sedimentkernen der östlichen Fram-Straße durch Erhöhung des Anteils an eistransportiertem Material dokumentiert (Hebbeln 1991). Die Anlieferung des Sediments vollzieht sich nach Kalben und Abschmelzen der Gletscher über den bodennahen Transport. Der Aufbau des Eisschildes durch verstärkte Schneeakkumulation wurde durch den ersten Warmwasservorstoß zwischen 26.000 und 23.000 Jahren vor heute begünstigt (Svendsen & Mangerud 1992). Der zweite Vorstoß ist von Anderson et al. (1993) zwischen 19.000 und 13.000 Jahren vor heute nachgewiesen worden. Die Deglaziation des Svalbard/Barents-Eisschildes beginnt nach Andersen et al. (1993) um 15.000 Jahren vor heute. Die Dauer der Enteisung an der Westküste Spitzbergens (Isfjord) wird in Abbildung 41 dokumentiert. Im Nordwesten Spitzbergens ist die maximale Ausdehnung der Gletscher bis 20 km vom Festland entfernt festgestellt worden (Salvigsen 1979) (vgl. Abb. 42).

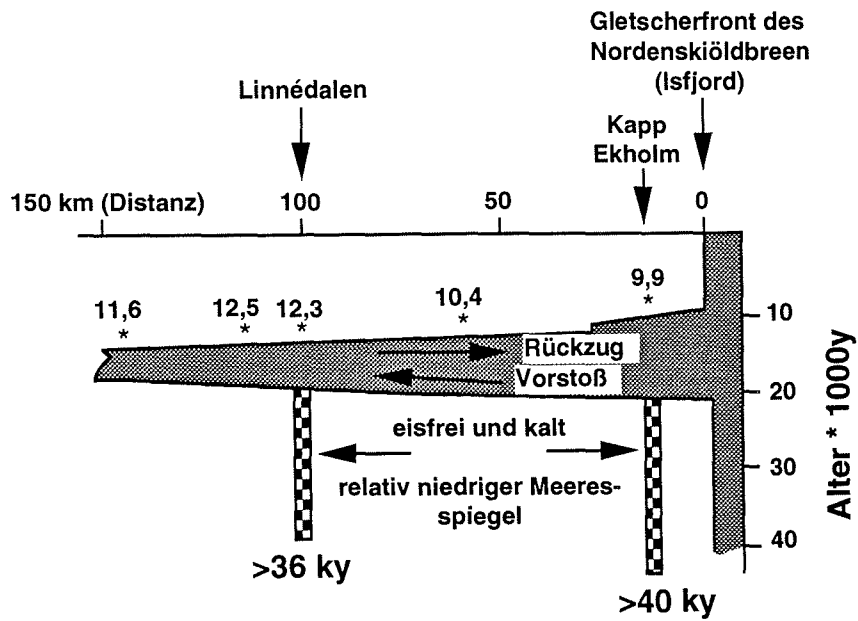


Abb. 41: Vor- und Rückstoß der Gletscher an der Westküste Spitzbergens im Hochglazial des Stadiums 2 (vgl. Mangerud et al. 1992).

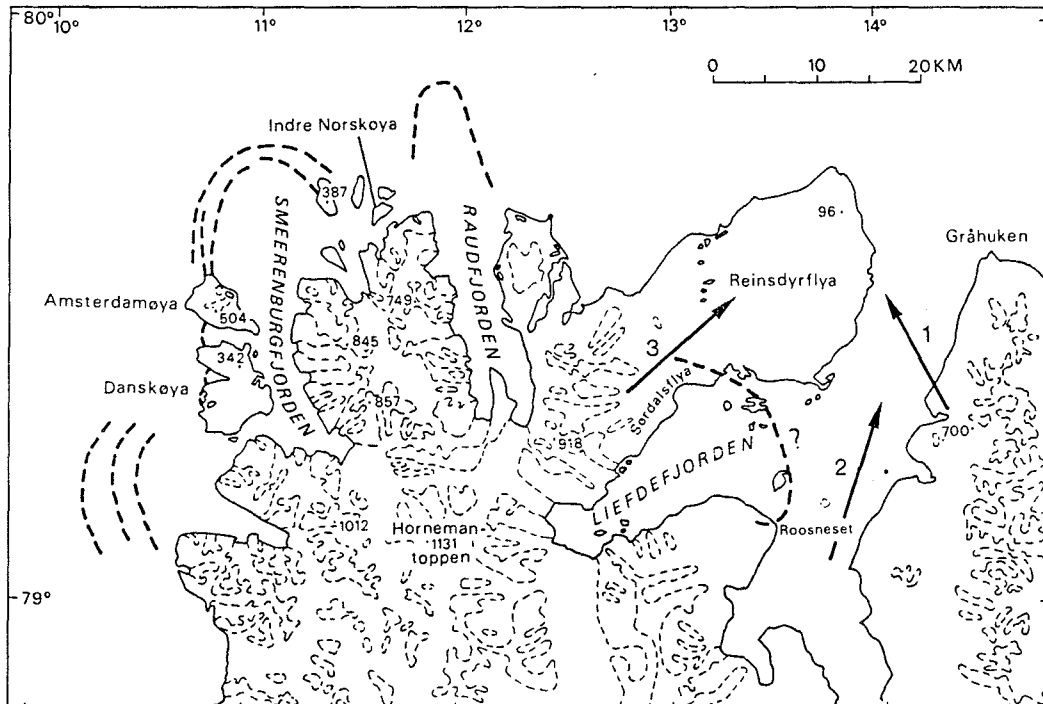


Abb. 42: Ausdehnung der Gletscher an der Nordwestküste Spitzbergens im letzten Hochglazial des Stadiums 2 (vgl. Salvigsen & Österholm 1982).

Zu Beginn des Stadium 2 zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der analysierten Kerne an der Nordwestküste Spitzbergens "vollglaziale" Werte zwischen 4,1 und 4,6 ‰. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 0 ‰ sprechen für schlecht belüftete Oberflächenwassermassen, die auf eine saisonal schwankende Packeisbedeckung hindeuten. Der Vorstoß der Gletscher zu Beginn des Hochglazials drückt sich in der Sedimentationsentwicklung durch eine Anreicherung eistransportierten Materials aus (vgl. Abb. 40). Die Zunahme an terrigenem organischem Material macht sich besonders im C/N-Verhältnis bemerkbar (maximale Werte 13 bis 16). Die Abnahme des Karbonatgehalts bzw. der Produktion an planktischen Foraminiferen und die erhöhten Grobfaktionsgehalte zwischen 20 und 22 % bestätigen den Vorstoß der Gletscher zu Beginn des Stadiums 2 (Abb. 33, 34). Auch die Akkumulationsrate der Grobfaktion ($2,6 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$) (Abb. 37) und des organischen Kohlenstoffs ($0,17 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$) (Abb. 39) zeichnen sich zu Beginn des Hochglazials durch ansteigende Werte aus. Zurückzuführen ist diese Anreicherung an eistransportiertem Material auf die zunehmende Produktion von Eisbergen infolge der Gletschervorstöße zu Beginn des Hochglazials der Weichselvereisung. Beschleunigt wird die Kalbungsrate der Gletscher durch "surges", d.h., daß durch Temperaturunterschiede an der Gletscherbasis ein ruckartiges Vorstoßen der Eismassen innerhalb sehr kurzer Zeit erfolgt. Sobald der Bodenkontakt der Gletscher während des Vorstosses auf den Schelf verlorengeht, vergrößert sich die Angriffsfläche durch das Wasser und damit auch die Eisbergproduktion (Elverhoi et al. 1983, 1984, 1989). Das Abschmelzen der Eisberge macht sich im Sauerstoffisotopenverlauf des landferneren Kerns ($\delta^{18}\text{O}$: 3,9 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0,36 ‰) bemerkbar. Auch die höhere Sedimentationsrate in Stadium 2 ist auf erhöhte Zufuhr von eistransportiertem Material zurückzuführen (Spielhagen 1990). Dabei ist der Eintrag an terrigenem Material im Kontaktbereich zwischen Meereis und eisfreien Flächen zumeist höher als unter vollständig eisbedeckten Gebieten mit niedrigen Oberflächenwassertemperaturen (Hebbeln & Berner 1993). Höhere Transportraten von Eis bzw. höhere Anteile an mitgeführten Sedimenten im Eis können in Glazialen diese Unterschiede ausgleichen (Hebbeln 1991).

Die Ablagerung dieses Diamikts ist infolge fehlender absoluter Datierungen nicht genau einzustufen. Die Korrelation mit datierten Sedimentkernen an der Westküste (Andersen et al. 1993) läßt auf ein Alter von 24.000 bis 20.000 Jahren vor heute vermuten. Bis zu diesem Zeitpunkt sind die Gletscher an der Nordwestküste vorgestoßen, da die Menge an eistransportiertem Material im Sediment im Anschluß in beiden Kernen abrupt abnimmt (Abb. 40). Besteht ein Gleichgewicht zwischen Akkumulation und Ablation von Eis, wird die Produktion an Eisbergen vermindert und ihre Sedimentlast erreicht nur noch selten die Kernlokationen. Der Wechsel zu oxidativen Bedingungen nach der Ablagerung des Diamiktits drückt sich auch in der Sedimentationsentwicklung aus. Während die stabilen Isotope immer noch "vollglaziale" Bedingungen andeuten, nimmt der Anteil der planktischen Foraminifere *N. pachyderma sin.* und die Karbonatakkumulationsrate ($0,9 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$) sowie der Anteil an bio-

genem Opal ($0,2-0,3 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$) deutlich zu (Abb.38, 35). Die Menge an eistransportiertem Material schwankt zwischen 3 und 6 Partikeln pro 11 cm^2 . Trotzdem bestätigen die in regelmäßigen Abständen auftretenden erhöhten Kiesanteile im Gesamtsediment (vgl. Abb. 36, 43) die zeitweilige Bedeckung mit Packeis bzw. Eisbergen. Mit dem Anstieg des Karbonatanteils im Sediment sinkt der Gehalt an organischem Kohlenstoff auf Werte um $0,08 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$. Trotzdem wird die Dominanz der terrigenen organischen Komponente durch HI-Werte zwischen 30 und 50 mgHC/gC weiterhin belegt.

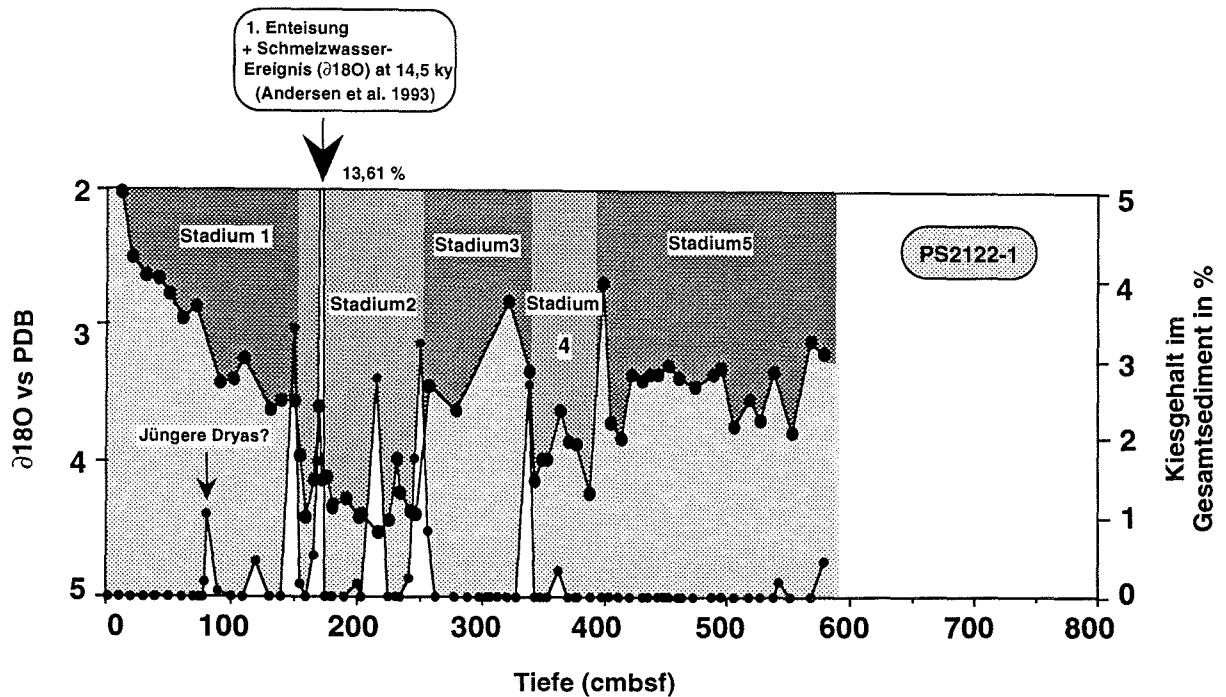


Abb. 43: Beziehung zwischen der Sauerstoffisotopenstratigraphie und dem Kiesanteil im Sediment für den Kern PS2122-1SL.

Die Sedimentationsentwicklung in den analysierten Kernen weicht trotz der unterschiedlichen Entfernung zum Festland im mittleren Stadium 2 nur unwesentlich voneinander ab. Die Ablagerungsbedingungen an beiden Kernpositionen sind daher räumlich und zeitlich durchaus vergleichbar. Nur die Menge an eistransportiertem Material ist im landnäheren Kern etwas höher. Obwohl eine zeitliche Kontrolle durch absolute Datierungen an der Nordwestküste nicht vorliegt, ist eine Korrelation der Ablagerungsbedingungen an der Westküste zwischen 19.000 und 13.000 Jahren vor heute durchaus möglich (vgl. Abb. 26). Die anhand von erhöhtem Biogenkarbonat postulierte Eisfreiheit an der Westküste Spitzbergens (Andersen et al. 1993) spiegelt sich an der Nordwestküste wider. Ob der Zustrom des Westspitzbergenstroms an der Westküste eine durchgehende Eisfreiheit bis 80° N verursacht hat, ist jedoch bisher nicht geklärt. Detaillierte sedimentologische Untersuchungen an Sedimentkernen am westlichen

Kontinentalhang zwischen 78° und 80° nördlicher Breite von Lloyd et al. (1993) erlauben noch keine eindeutige Aussage.

Andererseits kommt auch eine lokale Auflockerung der Meereisdecke, unabhängig von der Eisfreiheit an der Westküste, durch die Ausdehnung der "Whalers Bay"-Polynia in Betracht. Sie ist in den letzten Jahren u.a. von Vinje (1982) beobachtet worden. Es handelt sich um eine sogenannte "sensible heat"-Polynia, d.h. durch den Zustrom wärmerer ozeanischer Wassermassen (WSC) wird die Eisbildung verhindert (vgl. Smith et al. 1990)⁷. Als Beleg für relativ eisfreie Bedingungen an der Nordwestküste gilt das häufige Vorkommen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma sin.* und der benthischen Foraminifere *Cassidulina teretis* im Sediment. Sie existieren bei kaltem, aber eisfreiem Wasser unter glazialen Bedingungen. Besonders das Vorkommen von *Cassidulina teretis* gilt als Indikator für glazialmarine Bedingungen (vgl. Mackensen & Hald 1988).

Der Beginn der Enteisung an der Nordwestküste Spitzbergens wird im landferneren Kern durch ein typisches Schmelzwasserereignis eingeleitet ($\delta^{18}\text{O}$: 3,6 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0,166 ‰). Nach der stratigraphischen Einstufung der analysierten Kerne korreliert es vermutlich mit einem Ereignis an der Westküste um 14.500 Jahren vor heute (vgl. Abb. 26) (Andersen et al. 1993, Siegert 1993). Generell wird diese Korrelation im landferneren Kern durch den maximalen Kiesanteil von 13,1 % im Gesamtsediment in 170 cm Tiefe bestätigt (Abb. 43). Im landnäheren Kern sind Schmelzwasserereignisse nicht erfasst worden. Trotzdem ist durch die maximale Zunahme des Kiesanteils im Gesamtsediment auf 6,1 % bei 190 cm eine Korrelation mit dem ^{14}C -datierten Schmelzwasserereignis um 14.500 Jahren vor heute möglich (Abb. 36). Allerdings ist zu betonen, daß dieses Ereignis vermutlich auf einen unwesentlich jüngeren Zeitpunkt datiert ist, da die Lokation des Standorts nördlicher gelegen ist als Kern NP90-39 und die Folgen des Abschmelzens der Inlandeismassen den Standort erst später erreichten. Durch die Zunahme der Akkumulationsrate der Grobfraktion (1,8 bzw. 2,1 g/cm²/ky) (Abb. 37) während der Abschmelzphase der Gletscher nimmt die Planktonproduktion deutlich ab. Gleichzeitig erhöht sich der Anteil an organischem Kohlenstoff auf 0,12 g/cm²/ky (Abb. 39). Während im landnäheren Kern ein Anstieg des C/N-Verhältnisses von 3 auf 7 zu verzeichnen ist, sind im landferneren Kern keine Unterschiede zu erkennen.

Nach einem erneuten Minimum im Sauerstoffisotopenverlauf im Anschluß an dieses Ereignis steigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an. In dieser Phase sind in beiden Kernen wiederum hohe Foraminife-

⁷ Zur Beibehaltung der relativen Eisfreiheit wird ein Wärmeverlust der Wassermassen von 200 W/m² benötigt (Aagaard et al. 1987). Dagegen beträgt der Wärmeverlust der Wassermassen bei vollständiger Eisbedeckung der "Whalers Bukta"-Polynia nur ca. 20 W/m² (Perkin & Lewis 1984).

renvorkommen festzustellen. Neben *N. pachyderma sin.* treten bevorzugt *Cassidulina teretis* auf, die wiederum auf kalte, aber eisfreie Ablagerungsbedingungen hinweisen.

Obwohl die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (um 0 ‰) schlecht belüftete Oberflächenwassermassen andeuten, beweist der stetige Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte den Übergang zur Termination I bzw. zum Interglazial (Stadium 1).

Die Ablagerungsbedingungen im Hochglazial sind an der Nordwestküste Spitzbergens folgendermaßen zusammenzufassen. Der Vorstoß der Gletscher zu Beginn des Hochglazials (um 25.000 Jahren vor heute) drückt sich durch einen ungewöhnlich hohen Eintrag eistransportierten Materials aus. Das Untersuchungsgebiet war vermutlich von einer saisonal variierenden Packeisdecke bedeckt und der Gletscherrand lag nach Salvigsen & Österholm (1982) 20 km vom Festland entfernt. Im mittleren Stadium 2 verhinderte vermutlich eine geschlossene Eisdecke nahe des Gletscherrandes oder aber Gleichgewichtsbedingungen zwischen Akkumulation und Ablation von Eis die hohe Produktion an eistransportierten Material. Das häufige Vorkommen von *N. pachyderma sin.* und *Cassidulina teretis* sprechen für eine Ausdehnung der "Whalers Bay"-Polynia oder einen verstärkten Zustrom wärmeren Atlantikwassers zwischen 19.000 und 13.000 Jahren vor heute (vgl. Andersen et al. 1993). Der Beginn der Deglaziation um 14.500 Jahren vor heute basiert erneut auf einer Erhöhung des eistransportierten Materials im Sediment und einem typischen Schmelzwasserereignis, ausdrückt durch die stabilen Isotope (Hald et al. 1991). Der nachfolgende Anstieg der Sauerstoffisotopenkurven leitet den Übergang zur Termination I bzw. zum Interglazial ein.

6.6 Sauerstoffisotopen-Stadium 1 (ab 12 ky)

6.6.1 Termination 1 a

Den abrupten Klimaumschwung vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial leitet die erste Enteisungsphase der Termination Ia ein. Nach Bard et al. (1987b) ergaben $\delta^{14}\text{C}$ -Alter für Beginn und Ende der Termination Ia Alter zwischen 14.500 und 13.600 Jahren vor heute. In der Fram-Straße ist diese klimatische Entwicklung mit ansteigenden Lufttemperaturen und einer Erhöhung des Meeresspiegels verbunden (vgl. Spielhagen 1990, Jones & Keigwin 1988, Paggels 1990). Im Westen Spitzbergens kennzeichnen, wie oben beschrieben, leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (3,6 ‰) den Beginn der Enteisung um 14.500 Jahren vor heute (vgl. Andersen et al. 1993). Im zentralen arktischen Ozean und vor Ostgrönland ist ein erstes deutliches Schmelzwassersignal bereits vor 15.700 Jahren vor heute dokumentiert (Stein et al. 1994). Nach Elverhoi & Solheim (1983) schwimmen die Eismassen mit ansteigendem Meeresspiegel auf den Schelfen

auf, was zum Abbrechen großer Gletscherteile führt. Dabei werden große Mengen von Eisbergen und sedimentbeladenen Schmelzwassersuspensionen freigesetzt, die ihre sedimentäre Last, vorwiegend dunkle Ton-Siltsteine, aus der nordwestlichen Barentssee bis in die östliche Fram-Straße bzw. Nordwestküste Spitzbergens transportieren können (vgl. Spielhagen 1990). Im Sauerstoffisotopenverlauf auf dem Yermak-Plateau und der östlichen Fram-Straße wird der Abfall der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Termination Ia um ca. 1 ‰ als reines Eiseffekt-Signal infolge der Deglaziation interpretiert (vgl. Köhler 1992). An der Nordwestküste Spitzbergens bestätigt der Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 4,6 (4,4) auf 3,4 (3,2) ‰ im landnäheren (landferneren) Kern PS2123-2SL (PS2122-1SL) dieses Signal. Die Schmelzwasserzufuhr durch andauerndes Abbrechen und Abschmelzen der Eismassen drückt sich in relativ leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zwischen 0 und -0,6 ‰ aus. Die zunehmende Verdünnung durch große Mengen an terrigenem Material und niedrig-saline Oberflächenwasser bewirken eine starke Verdünnung der biogenen Komponente. Die Akkumulationsrate des Biogenkarbonats sinkt zu Beginn von Stadium 1 auf 0,4 g/cm²/ky ab. Die Dominanz der terrigenen organischen Komponente in Termination Ia drückt sich durch hohe Gehalte an organischen Kohlenstoff (0,2 g/cm²/ky) in Verbindung mit C/N-Verhältnissen zwischen 10-15 aus. Hohe Kiesanteile im Sediment (3 %), wie in Abb. 36 und 43 ersichtlich, und der Anstieg der IRD im landferneren Kern PS2122-1SL bestätigen den Zerfall der Inlandeismassen an der Nordwestküste. Hohe Sedimentations- und Gesamt-Akkumulationsraten können zu diesem Zeitpunkt nur vermutet werden, da keine genaueren Datierungen vorliegen. Generell zeichnet sich Stadium 1 in beiden analysierten Kernen durch maximale Sedimentations- (14 cm/ky) und Akkumulationsraten (25 g/cm²/ky) aus. Nach Hebbeln & Berner (1993) ist dies vermutlich auf einen verstärkten bodennahen Transport zurückzuführen. Bei Strömungsgeschwindigkeiten von 10 cm/s am Kontinentalhang des Svalbard Archipels sind insbesondere "gravity flows" als hangabwärts gerichteter Sedimenttransport nachweisbar.

Nach Andersen (1981) und Elverhoi & Solheim (1983) fand der stärkste Rückzug der Vereisung des Svalbard/Barents Eisschildes im Nordwesten statt, da von dem ehemals ausgedehnten Inlandeisschild gegenwärtig nur noch vergleichsweise geringe Reste im östlichen Teil des Archipels verblieben sind. Anzunehmen ist, daß der Westspitzbergenstrom während der Termination Ia die Enteisung, auch an der Nordwestküste, erheblich gefördert hat. Bestätigung findet diese Annahme bei Andersen et al. (1993) und Hald et al. (1991). Andersen et al. (1993) behaupten, daß die rasche Enteisung des Svalbard/Barents Eisschildes zwischen 15.000 und 10.000 Jahren vor heute nicht nur auf eine höhere Sonneneinstrahlung zurückzuführen ist, sondern vorwiegend auf von "außen einwirkende Kräfte", z.B. Veränderung der "Eisdynamik", aber auch verstärkter Zustrom wärmeren Atlantikwassers. Ein rapider Rückzug der Gletscher bis zu ihrer gegenwärtigen Position zwischen 11.400 und 9.500 Jahren vor

heute leitet den klimatischen Übergang zum Holozän ein (Forman et al. 1993, Landvik et al. 1987, Lehman & Forman 1992, Mangerud et al. 1992).

6.6.2 Jüngere Dryas

Die erste Phase der Enteisung wird durch einen erneuten Gletschervorstoß in der Jüngeren Dryas zwischen 10.700 und 10.400 Jahren vor heute unterbrochen (Berglund 1977, Duplessy et al. 1981).

Während im Osten Svalbards ein deutlicher Vorstoß der Gletscher zu verzeichnen ist (z.B. Nagy 1984), rücken die Gletscher an der Westküste nur unwesentlich vor (Mangerud et al. 1992). Auch im Nordwesten Spitzbergens ist die erneute Ausdehnung der Gletscher in der Jüngeren Dryas nicht nachzuweisen. Stattdessen stellen Salvigsen & Österholm (1982) fest, daß sich die Enteisung bzw. der Rückzug der Gletscher in diesem Zeitraum fortsetzt.

Trotz der anhaltenden Deglaziation an der Nordwestküste ist im Verlauf der Sauerstoffisotopenkurven ein deutlicher Knick zu schwereren Werten zu Beginn der jüngeren Dryas festzustellen (vgl. Stratigraphie, Kap. 5). Vermutlich spiegelt sich die Ausdehnung der Gletscher im östlichen Teil des Svalbard Archipels im Isotopenverlauf wider. Außer einer deutlichen Zunahme der Akkumulationsrate der Grobfraction (bis 2 g/cm²/ky) bzw. erhöhten Kiesanteilen im Sediment (vgl. Abb. 37, 43), liefern die untersuchten Parameter keine weiteren Hinweise für eine andauernde Enteisung an der Nordwestküste.

6.6.3 Termination Ib und Holozän

Nach Vogelsang (1990) schließt sich an die Jüngere Dryas die zweite Enteisungsphase, Termination Ib, zwischen 10.500 und 9.900 bzw. 9.400 Jahren vor heute an. Bei hoher Sedimentationsrate ist zwischen 8.000 und 6.000 Jahren vor heute noch eine dritte Enteisungs- bzw. Erwärmungsphase (Termination Ic) zu unterscheiden.

Durch den Einfluß warmen atlantischen Oberflächenwassers während der Termination Ib fallen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf dem Yermak-Plateau nochmals um durchschnittlich 1,2 ‰ (Köhler 1992). An der Nordwestküste Spitzbergens bestätigt der Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf minimale 2,0 ‰ in Verbindung mit hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (0,3-0,5 ‰) diese Behauptung. Termination Ib und das Holozän zeichnen sich an der Nordwestküste durch die leichtesten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im gesamten letzten Glazial/Interglazial-Zyklus aus. Neben Schmelzwassereffekten wird der Einfluß wärmeren atlantischen Oberflächenwassers deutlich. Anhand der analy-

sierten Parameter ist zu vermuten, daß dieser Einfluß im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus nicht übertroffen worden ist.

An der Oberfläche der analysierten Kerne drückt sich die Dominanz des Westspitzbergenstromes durch hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff (bis 0,38 g/cm²/ky) in Verbindung mit niedrigen C/N-Verhältnissen (5-8) und hohem Wasserstoff-Index HI (80-100 mgHC/gC) aus. Diese verstärkte marine Produktion an organischer Substanz an der Nordwestküste Spitzbergens hat schon Stein et al. (1993) an Oberflächensedimenten beschrieben. Während in der Grobfraction besonders biogenes Opal (0,3-0,6 g/cm²/ky) (Schwammnadeln) in den Vordergrund tritt, bleibt der Anteil an biogenem Karbonat vergleichsweise gering (0,5 g/cm²/ky).

Ob der kurzfristige Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte am Top der Kerne die Termination Ic noch differenziert, ist nicht nachzuweisen. Köhler (1992) behauptet, daß erst nach der Termination Ic warmes atlantisches Oberflächenwasser die Fram-Straße und die südlichen Teile des Nordpolarmeeres erreicht hat. Diese Annahme kann anhand der analysierten Parameter nicht bestätigt werden.

7. Paläoozeanographische Zirkulation, Paläoglaziologie und Paläoklimatologie am Kontinentalhang von Nordwestspitzbergen im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus

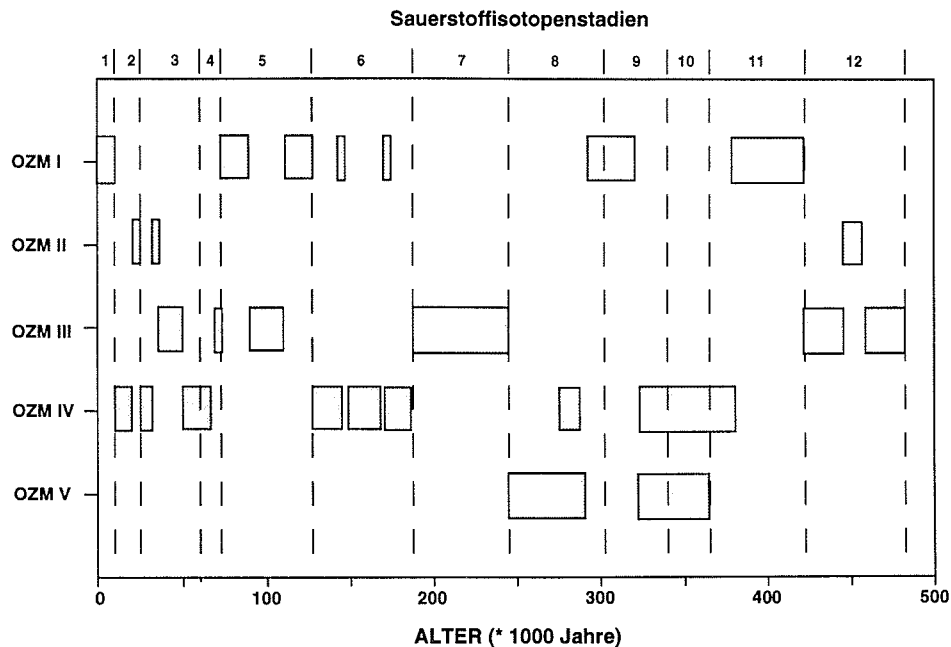
Die Analyse der organisch-geochemischen und sedimentologischen Parameter erlaubt eine gute Korrelation der untersuchten Sedimentkerne und -oberflächen an der Nordwestküste Spitzbergens.

Die Korrelation mit Sauerstoffisotopenstratigraphien vom Yermak-Plateau (Köhler 1992) und der Westküste Spitzbergens (Andersen et al. 1993) legt den stratigraphischen Rahmen für die analysierten Kerne fest. Grundlage für die Stadiengrenzen bilden die Sauerstoffisotopenstratigraphien nach Imbrie et al. (1984), da weitere absoluten Datierungen fehlen.

Die Sedimentationsrate beider Kerne bestätigt den Glazial/Interglazial-Trend, mit hohen Raten in den Kaltzeiten und niedrigen in den Warmzeiten. Die hohe Sedimentation am Kontinentalhang von Spitzbergen wird nach Hebbeln (1991) vorwiegend auf die Zufuhr von Sedimentmaterial durch bodennahen Transport zurückgeführt. Besonders in Stadium 1 dominiert dieser Verlagerungsprozeß gegenüber der Sedimentation von eistransportiertem Material (IRD).

Die Veränderungen der paläoozeanographischen Zirkulation an der Nordwestküste Spitzbergens im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus werden insbesondere durch die variierenden Vorstöße wärmeren atlantischen Wassers hervorgerufen. In Abbildung. 44 ist die zeitliche

Aufeinanderfolge der Oberflächenzirkulationsmuster I bis V in der Fram-Straße während der letzten 500.000 Jahre dargestellt.



Oberflächenzirkulationsmuster (OZM)	Kurzbeschreibung	Tiefenwasserbildung
OZM I	interglaziale Bedingungen,	+
OZM II	episodische Warmwasservorstöße,	+
OZM III	glaziale Bedingungen	+
OZM IV	glaziale Bedingungen in Verbindung mit Eistransport von Spitzbergen	-
OZM V	glaziale Bedingungen in Verbindung mit Eistransport über den Arktischen Ozean.	-

Abb. 44: Kurzbeschreibung der Oberflächenzirkulationsmuster I bis V für die Fram-Straße und Angaben über Tiefenwasserbildung in der Norwegisch-Grönländischen See, sowie die Oberflächenzirkulationsmuster I bis V in der Fram-Straße während der letzten 500.000 Jahre (aus von Hebbeln 1991).

Der Einfluß des nördlichsten Ausläufers des Golfstroms, des Westspitzbergenstroms, war an der Nordwestküste Spitzbergens maximal im Holozän (Sauerstoffisotopen-Stadium 1) und im Eem-Interglazial (Stadium 5.5), worauf die leichtesten Werte der stabilen Sauerstoff- (3,4 bis

2,0 ‰) und Kohlenstoffisotopenkurven (0,26-0,5 ‰), die verstärkte Bioturbation, die hohen Anteile an planktischen Foraminiferen bzw. biogenem Opal (0,3-0,6 g/cm²/ky) und die geringen Mengen an eistransportiertem Material (IRD) hinweisen. Die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen anhand der analysierten Parameter, wie in Abbildung 45 dargestellt, setzt eine fast vollständige Eisfreiheit an der Nordwestküste voraus.

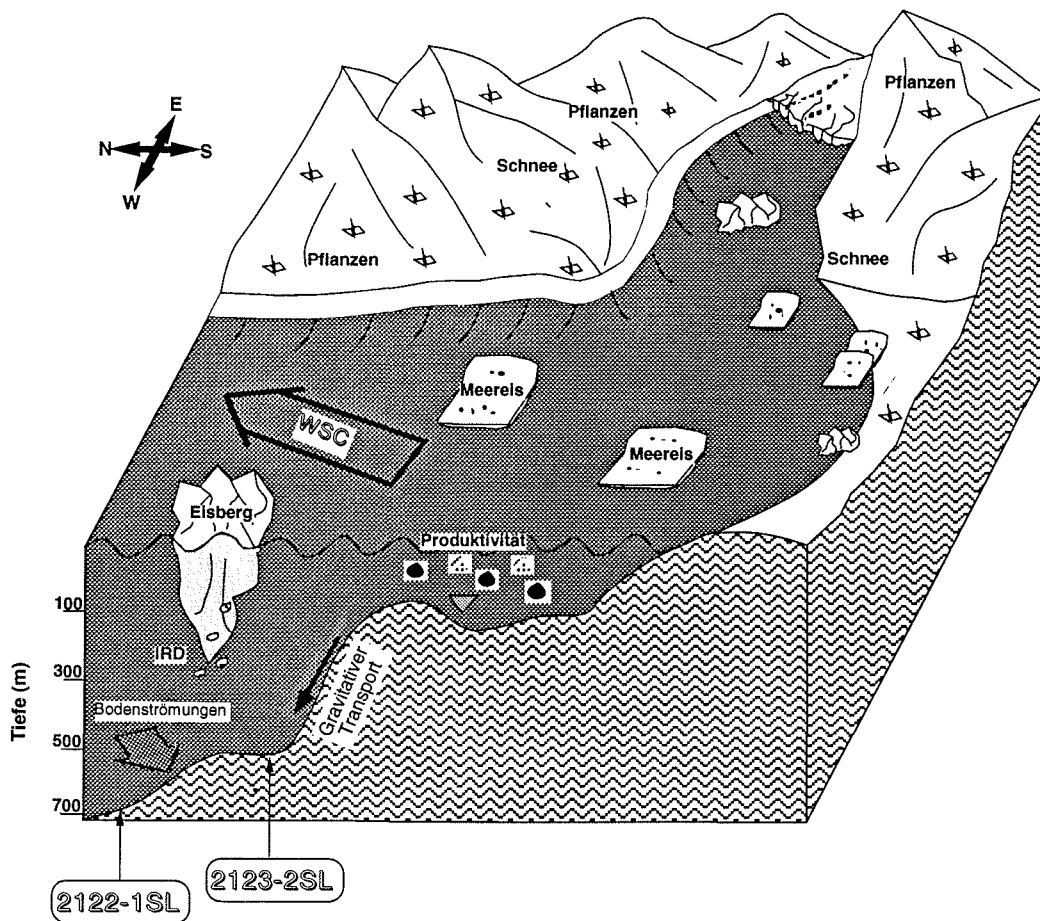


Abb. 45: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen, -glaziologischen und klimatischen Situation an der Nordwestküste Spitzbergens im Holozän.

Eine geringe Verschiebung der Packeisbedeckung nach Süden konnte im Substadium 5.1 bestätigt werden (vgl. Köhler & Spielhagen 1990). Trotz der Abschwächung im Zustrom wärmeren Atlantikwassers ist von unwesentlichen klimatischen Veränderungen auszugehen.

Daß der variierende Einfluß des Atlantikwassers nicht nur in den Interglazialen eine Rolle gespielt hat, zeigt die Sedimentationsentwicklung im mittleren Stadium 2 und zu Beginn des Stadiums 3. Hohe Vorkommen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma sin.* weisen einerseits auf den Zustrom wärmeren Atlantikwassers bis an die Nordwestküste oder andererseits auf die Vergrößerung der "Whalers Bay" Polynia infolge der Ausdehnung des Westspitzbergenstroms im letzten Hochglazial. Diese generelle Eisfreiheit an der Nordwest- und Westküste Spitzbergens (vgl. Andersen et al. 1993) lieferte vermutlich den benötigten Niederschlag zum Aufbau des mächtigen Svalbard/Barents Eisschildes (Svendsen & Mangerud 1992). In Abbildung 46 sind die Ablagerungsbedingungen in diesem Zeitraum an der Nordwestküste modellhaft dargestellt.

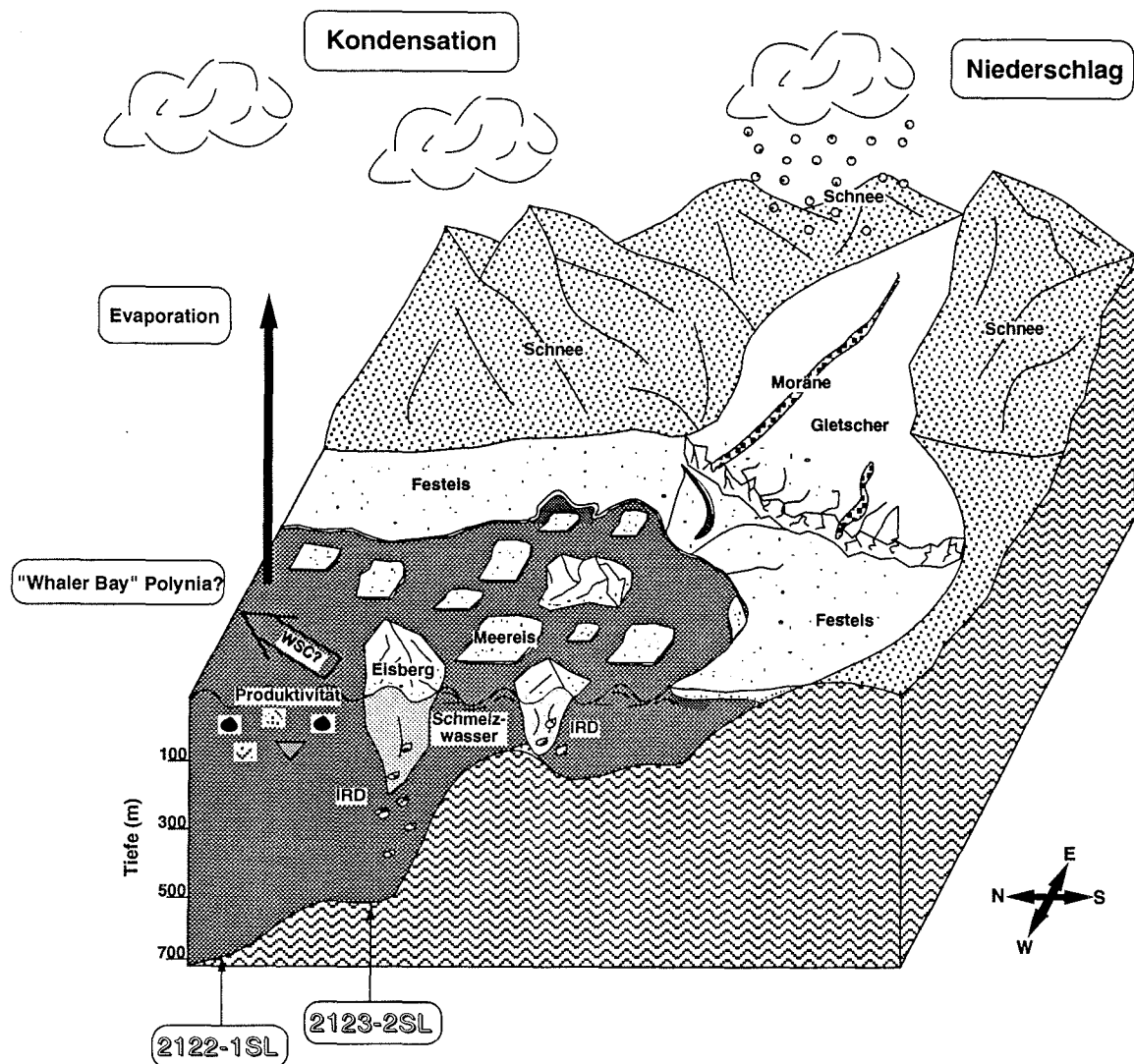


Abb. 46: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen, -glaziologischen und klimatischen Situation an der Nordwestküste Spitzbergens im Hochglazial der Weichselvereisung.

Im frühen Stadium 2, im mittleren Stadium 3, im gesamten Stadium 4 und in den Substadien 5.2-5.4 konnte anhand der analysierten Parameter saisonal bis vollkommene Eisbedeckung infolge der Reduzierung des Einstroms wärmeren atlantischen Wassers an der Nordwestküste Spitzbergens festgestellt werden.

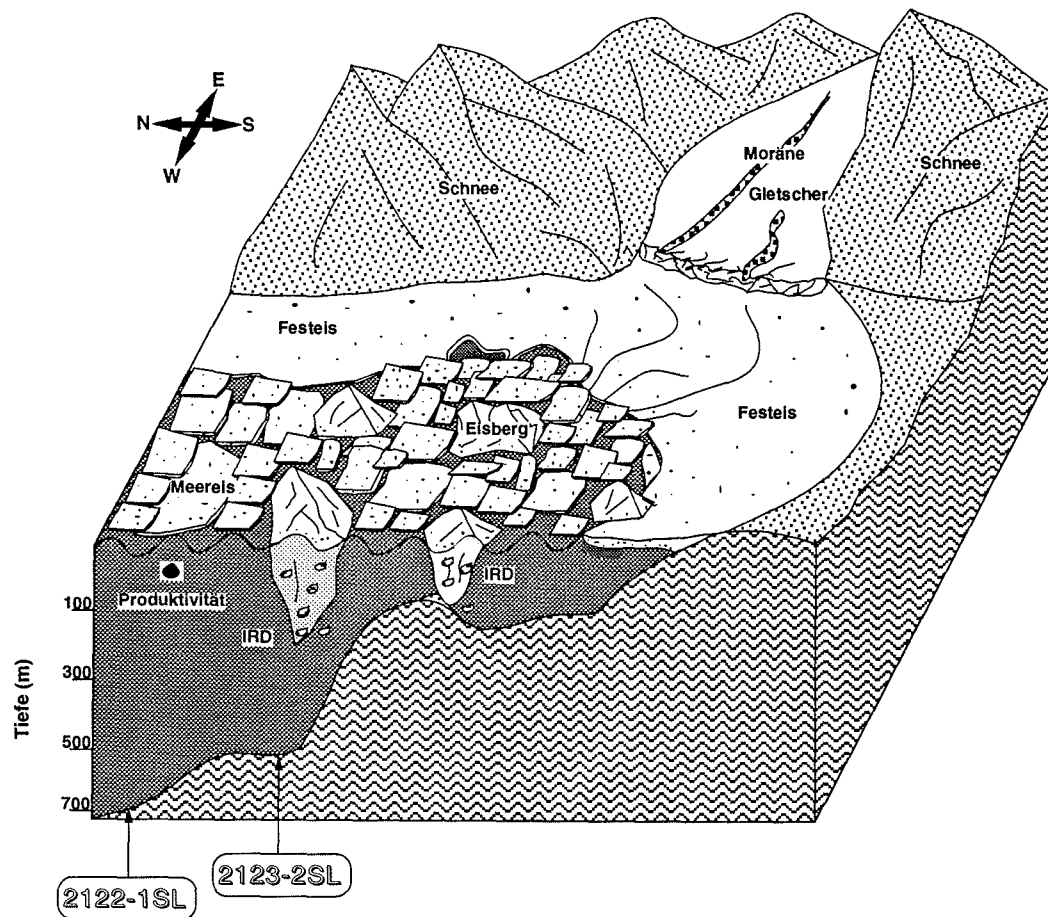


Abb. 47: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen, -glaziologischen und klimatischen Situation an der Nordwestküste Spitzbergens im mittleren Stadium 3.

In den Kaltzeiten, z.B. in Stadium 4 und zu Beginn des Stadium 2, bestätigen die in den Sedimentkernen nachgewiesenen erhöhten Einträge von eistransportiertem Material die von Mangerud et al. (1992) abgeleiteten Gletschervorstöße auf Spitzbergen. Während sich der Vorstoß zwischen 118.000 und 108.000 Jahren vor heute in den Sedimenten an der Nordwestküste nur andeutet, macht sich der zweite Vorstoß zwischen 72.000 und 50.000 Jahren

vor heute durch ein eindeutiges Maximum im Gehalt an eistransportiertem Material bemerkbar. Zu Beginn des Hochglazials wird dieser Anteil noch übertroffen. Er steht in Verbindung mit der größten Ausdehnung der Inlandeismassen an der Nordwestküste Spitzbergens (Salvigsen & Österholm 1982). Die in diesen Sedimentabschnitten gefundenen hohen TOC-Gehalte (bis 1,5 %) gehen auf eine Anreicherung von terrigenem organischem Material zurück, was sich in erhöhten C/N-Verhältnissen (bis 16) und niedrigen Wasserstoff-Index HI-Werten (um 50 mgHC/gC) widerspiegelt.

Die Ablagerungsbedingungen in den Kaltzeiten, insbesondere im mittleren Stadium 3 werden ebenfalls modellhaft für die Nordwestküste in Abbildung 47 dargestellt.

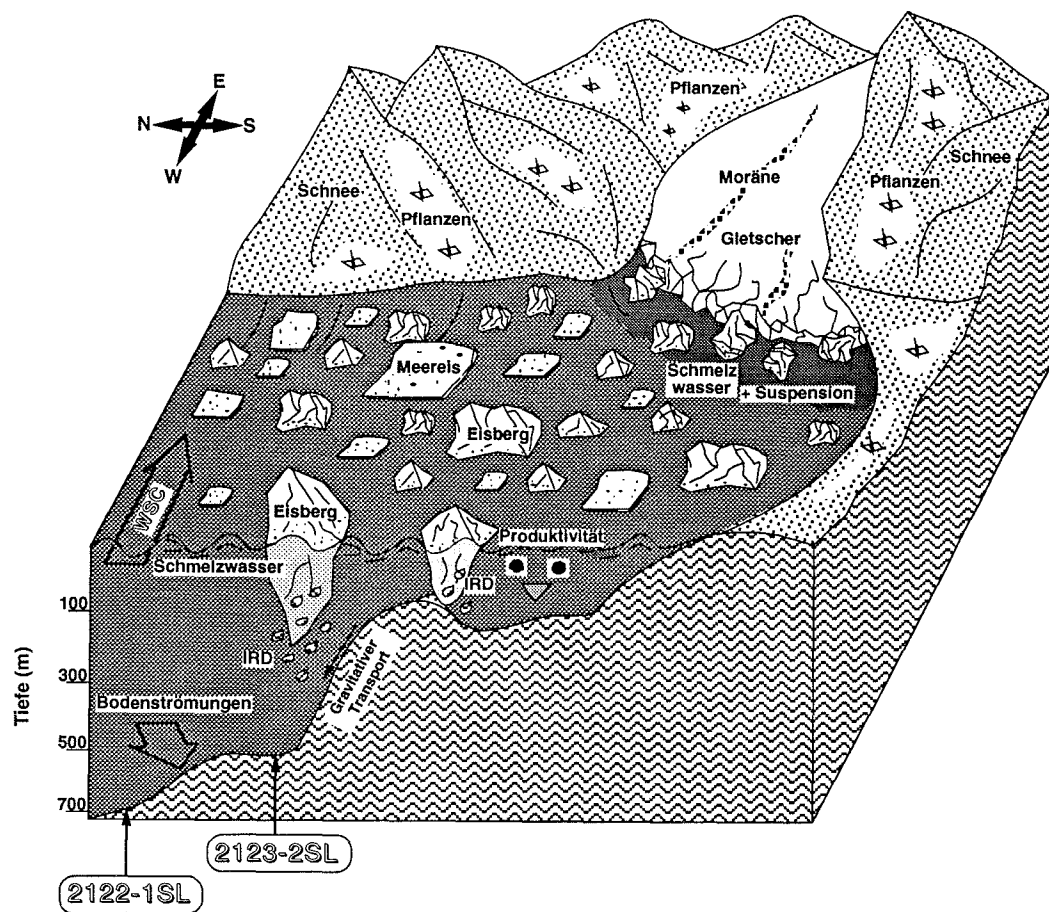


Abb. 48: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen, -glaziologischen und klimatischen Situation an der Nordwestküste Spitzbergens während der Enteisung am Ende des Hochglazials.

Der Abbau der Inlandeismassen am Ende der Weichselvereisung wird an der Nordwestküste durch die exakte Übereinstimmung eines Schmelzwassersignals mit hohen Kiesanteilen im Sediment ausgedrückt. Die Korrelation mit einem ähnlichen Schmelzwasserereignis an der Westküste Spitzbergens (Andersen et al. 1993) ergibt ein ungefähres Alter von 14.500 Jahren vor heute. In Abbildung 48 werden die dominierenden Faktoren der Enteisungsphase modellhaft wiedergegeben.

Zu betonen ist, daß die Klimaoptima in den Interglazialzeiten (Stadium 1 und 5.5) mit einem verstärkten Zustrom wärmeren Atlantikwasser korrelieren. In allen übrigen Stadien im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus sind bei ausbleibendem oder vergleichsweise geringerem Zustrom von Atlantikwasser "ungünstigere" Klimabedingungen festgestellt worden.

Abschließend ist zu erwähnen, daß die vorliegende Studie, neben weiteren marinen und terrestrischen Untersuchungen im Westen Spitzbergens, im Rahmen des interdisziplinären Forschungsprogramms PONAM (Polar Ocean North Atlantic Margins) die spätquartäre Entwicklung des Svalbard Archipels präzisieren sollen. Ein vollständiger Überblick über die Ergebnisse der Untersuchungen wird im Jahr 1995 erscheinen.

8. Literatur

- Aagaard, K. (1981): On the deep circulation in the Arctic Ocean. In: *Deep Sea Research*, Vol. 28, p. 251-268.
- Aagaard, K., Swift and Cormack, E.C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. In: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, C 3, p. 4833-4849.
- Aagaard, K., Foldvik, A. & Hillman, S.R. (1987): the West Spitsbergen Current: Disposition and Water Mass Transformation. In: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. C4, p. 3778-3784.
- Aagaard, K. & Carmack, E.C. (1989): The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. In: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, C 10, p. 14485-14498.
- Allison, J. (1982): The role of sea ice in climate variations. In: WCP Nr. 26 Appendix D, WMO Geneva, p. 27-50.
- Andersen, E.S., Dokken, T.M., Hebbeln, D., Elverhoi, A. & Hald, M. (1993): Timing of the last glacial maximum of the Northern Hemisphere glaciation: Did the Svalbard/Barents Sea and Fennoscandian ice sheets trigger the deglaciation? In: *Abstracts of Fourth Annual Workshop of PONAM*, 13-15 December, Cambridge.
- Anderson, L.G., Jones, E.P., Koltermann, K.P., Schlosser, P., Swift, H. & Wallace, D.W.R. (1989): The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. In: *Deep Sea Research*, Vol. 36, No. 3, p. 475-482.
- Bard, E., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J.C. (1987): Reconstruction of the last deglaciation: deconvolved records of $\delta^{18}O$ profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometric C^{14} dating. In: *Climate Dynamics*, Vol. 1, p. 101-112.
- Baumann, K.H., Lackschewitz, K.S., Erlenkeuser, H., Henrich, R. & Jünger, B. (1993): Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the East Greenland Continental Margin. In: *Marine Geology*, Vol. 114, p. 13-36.
- Bé, A.W. & Tolderlund, D.S. (1971): Distribution and ecology of living planctonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In: *Funnel & Riedel (Eds.): The Micropaleontology of the Oceans*: p. 105-144.
- Berglund, B.E. (1977): Late Weichselian deglaciation, climate and chronology in NW Europe. In: *X. INQUA congr., Abstracts*, 33.
- Birkenmajer, K. (1981): The geology of Svalbard, the Western Part of the Barents Sea, and the Continental Margin of Scandinavia. In: *Nairn, A., Churkin, M. & Stehli, F. (Ed.): The ocean basins and margins*, Vol. 5, p. 265-322.
- Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.) (1990): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series, p. 832, Kluwer, Dordrecht.

- Bohrmann, H. (1991): Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. In: *Berichte zur Polarforschung* 95.
- Boltovskoy, E. & Wright, H. (1976): Planctonic foraminifera. In: Boltovskoy, E. & Wright, H. (Eds.): *Recent foraminifera*. The Hague: p. 127-132.
- Bordowskiy, O.K. (1965a): Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments. In: *Marine Geology*, Vol. 3, p. 1-114.
- Bordowskiy, O.K. (1965b): Accumulation of organic matter in bottom sediments. In: *Marine Geology*, Vol. 3, p. 33-82.
- Broecker, W.S. & Van Donk, J. (1970): Insolation changes, ice volumes, and the delta 18O record in deep-sea cores. In: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 8, p. 169-198.
- Broecker, W.S. & Peng, T.H. (1982): *Tracers in the Sea*. Palisades New York (Eldigio Press), 690p.
- Broecker, W.S., Andree, M., Wölfli, W., Oeschger, H., Bonani, G., Kennett, J. & Peteet, D. (1988): The chronology of the last deglaciation: Implications of the cause of the Younger Dryas event. In: *Paleoceanography*, Vol. 3, p. 1-19.
- Boulton, G.S. (1979): Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet. In: *Boreas*, Vol. 8, p. 31-57.
- Boulton, G.S., Baldwin, C.T., Peacock, J.D., McCabe, A.M., Miller, G., Jarvis, J., Horsefield, B., Worsley, P., Eyles, N., Chroston, P.N., Day, T.E., Gibbard, P., Hare, P.E. & Von Brunn, V. (1982): A glacio-isostatic facies model and amino acid stratigraphy of late Quaternary events in Spitsbergen and the Arctic. In: *Nature*, Vol. 298, p. 437-441.
- Boulton, G.S. (1990): Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial-marine facies architecture. In: Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (Eds.): *Glacial-marine Environments: Process and Sediments*, p. 15-52, Geological Society Special Publications 53, Avon, UK.
- Carstens, J. & Wefer, G. (1992): Recent distribution of planktonic foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean. In: *Deep Sea Research*, Vol. 39, p. S507-S524.
- Clark, D.L. (1990): Arctic Ocean ice cover: Geologic history and climatic significance. In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J.F. (Ed.): *The Arctic Ocean Region*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*.
- Craig, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. In: *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 12, p. 133-149.
- Crane, K., Eldholm, O., Myhre, A.M., Sundvor, E. (1982): Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen Transform fault. In: *Tectonophysics*, Vol. 89, p. 1-32.
- Dansgaard, W., White, J.C.W., & Johnson, S.J. (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. In: *Nature*, Vol. 339, p. 532-534.

- Dieckmann, G.S., Spindler, M., Lange, M.A., Ackley, S.F. & Eicken, H. (1991): Antarctic sea ice: A habitat for the foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. In: *Journal of Foraminiferal Research*, Vol. 21, No. 2, p. 182-189.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. & Siedler, G. (1975): *Allgemeine Meereskunde*. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 593p.
- Dowdeswell, J.A. & Dowdeswell, E.K. (1989): Debris in icebergs and rates of glaci-marine sedimentation: Observations from Spitsbergen and a simple model. In: *Journal of Geology*, Vol. 97, p. 221-231.
- Duplessy, J.C., Moyes, J. & Pujol, C. (1980): Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age. In: *Nature*, Vol. 286, p. 479-482.
- Duplessy, J.C., Delibrias, G., Turon, J.C., Pujol, C. & Duprat, J. (1981): Deglacial warming of the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European Continent. In: *Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 35, p. 121-144.
- Duplessy, J.C., Arnold, M., Maurice, P., Bard, E., Duprat, J. & Moyes, J. (1986): Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by ^{14}C accelerator mass spectrometry. In: *Nature*, Vol 320, p. 350-352.
- Eckhardt, M., Gallas, J. & Tonn, W. (1988): Die Eisgrenze im Atlantisch-Europäischen Sektor der Arktis im April und August 1988 In: *Beilagen zur Berliner Wetterkarte*, 47/86 und 86/88 (Eis IV/88, VIII/88).
- Ehrenberg, C.G. (1861): Über die Tiefgrund-Verhältnisse des Ozeans am Eingange der Davisstrasse und bei Island. In: *Kaiserliche Preussische Akademie der Wissenschaften, Berlin, Monatsberichte*, p. 275-315.
- Elverhoi, A. & Solheim, A. (1983): The Barents Sea ice sheet - a sedimentological discussion. In: *Polar Research*, Vol. 1, p. 23-42.
- Elverhoi, A., Lonne, O. & Seland, R. (1983): Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. In: *Polar Research*, Vol. 1, p. 127-149.
- Elverhoi, A. (1984): Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review. In: *Marine Geology*, Vol. 57 (1-4), p. 53-88.
- Elverhoi, A., Pfirman, S., Solheim, A. & Larssen, B. (1989): Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the Northern Barents Sea. In: *Marine Geology*, Vol. 85, p. 225-250.
- Emerson, S. & Hedges, J.I. (1988): Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. In: *Paleoceanography*, Vol. 3, No. 5, p. 621-634.
- Emiliani, C. (1955): Pleistocene temperatures. In: *Journal of Geology*, Vol. 63, p. 538-578.
- Espitalié, J., Madec, M. & Tissot, B. (1977): Source rock characterization method for petroleum exploration. In: *Proceeding of 9th Annual Offshore Technology Conference*, Vol. 3, p. 439-443.

- Espitalié, J., Madec, M. & Tissot, B. (1980): Role of mineral matrix of Kerogen Pyrolysis: Influence on Petroleum generation and migration. In: AAPG Bulletin, Vol. 64, p. 59-66.
- Espitalié, J., Marquis, F. & Barsony, I. (1984): Geochemical logging. In: Voorhees, K.J. (Ed.): Analytical Pyrolysis, techniques and Applications. London (Butterworth), p. 276-304.
- Forman, S. L. (1990): Postglacial relative sea-level history of northwestern Spitsbergen, Svalbard. In: Bulletin of the Geological Society of America 102, p. 1580-1590.
- Forman, S. L., Lehman, S. J. & Briggs, W. M. (1993): Assessing the completeness of the deglacial-marine stratigraphic record on west Spitsbergen by accelerator mass spectrometry. In: Boreas, Vol. 22, pp. 1-6.
- Froget, C., Desprairies, A., Latouche, C. & Maillet, N. (1989): Paleoenvironmental significance of Cenozoic clay deposits from the Norwegian Sea: ODP leg 104. In: Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. et al. (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, Vol. 104.
- Gard, G. (1987): Late quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentation patterns: Fram Strait, Arctica. In: Paleoceanography, Vol. 2, 219-229.
- Gard, G. (1988a): Late quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleoceanography of Arctic and Subarctic Seas. In: Meddelser Stockholm Universität, Dept. Geol., 275pp.
- Gard, G. & Backmann, J. (1990): Synthesis of Arctic and Sub-Arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic Driftwater influx during the last 500.000 years. In: Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.): Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C, p. 417-436.
- Gerdes, D. (1990): Antarctic trials of the multi-box corer, a new device for benthos sampling. In: Polar Record, Vol. 26 (156), p. 35-38.
- Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J.F. (Ed.) (1990): The Arctic Ocean Region. Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America.
- Grobe, H. (1986): Sp tpleistoz ne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang von Kapp Norvegia,  stliche Weddel See. In: Berichte zur Polarforschung, Nr. 27, 121p.
- Grobe, H. (1987): A simple method for determination of ice rafted debris in sediment cores. In: Polarforschung, Vol. 57 (3), p. 123-126.
- Hald, M. et al. (1991): Late Quaternary Paleoceanography in the southern Barents Sea. In: Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. 71 (3), p. 141-144.
- Haq, B.U. (1978): Calcareous nannoplankton. In: Haq, B.U. & Boersma, A. (Eds.): Introduction to Marine Micropaleontology. Elsevier, New York, p. 79-108.
- Hays, J.D., Lozano, J.A., Shackleton, N.J. & Irving, G. (1976a): Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18.000 B.P. Antarctic Ocean. In: Cline, R.M. & Hays, J.D. (Eds.): Investigations of the Later Quaternary paleoceanography and paleoclimatology, Boulder, Geol. Soc. Am., Memoir, Vol. 145, p. 337-372.

- Hays, J.D., Imbrie, J. & Shackleton, N.J. (1976b): Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. In: *Science*, Vol. 194, p. 1121-1132.
- Hebbeln, D. (1991): Spätquartäre Stratigraphie und Paläozeanographie in der Fram Straße. In: *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen*, Nr. 22, S. 1-174.
- Hebbeln, D. (1992): Weichselian glacial history of the Svalbard area: correlation of the marine and terrestrial records. In: *Boreas*, Vol. 21, p. 295-304.
- Hebbeln, D. & Berner, H. (1993): Surface sediment distribution in the Fram Strait. In: *Deep Sea Research*, Vol. 40, No. 9, p. 1731-1745.
- Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. & Thiede, J. (1989): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. In: *Marine Geology*, Vol. 86, p. 283-319.
- Herman, Y. (Ed.) (1989): *The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology and Biology*. Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- Hollerbach, A. (1985): *Grundlagen der organischen Geochemie*. Springer Verlag, Berlin, 190p.
- Horsfield, B. & Douglas, A.G. (1980): The influence of minerals on the pyrolysis of kerogens. In: *geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 44, p. 1119-1131.
- Hupfer, P. (Hrsg.) (1991): *Das Klimasystem der Erde. Diagnose und Modellierung. Schwankungen und Wirkungen*. Akademie-Verlag, Berlin, Seitenzahlen?
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinsson, D.J., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Saltzman, B. (Eds.): *Milankovitch and Climate*. NATO ASI Series C, 126. Kluwer, Dordrecht, p. 269-305.
- Johannessen, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography. In: Hurdle, B.G. (Ed.): *The Nordic Seas*. Springer Verlag, New York, p. 103-127.
- Jones, G.A. & Keigwin, L. D. (1988): Evidence from Fram Strait (78 ° N) for early deglaciation. In: *Nature* Vol. 336, p. 56-57.
- Katz, B.J. (1983): Limitations of "Rock-Eval" pyrolysis for typing organic matter. In: *Org. Geochemistry*, Vol. 4, p. 195-199.
- Kellogg, T.B. (1977): Paleoclimatology and Paleo-Oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: the last 450000 years. In: *Marine Micropaleontology*, Vol. 2, p. 235-249.
- Kellogg, T.B. (1980): Paleoclimatology and Paleoceanography of the Norwegian-Greenland Sea: Glacial-Interglacial contrasts. In: *Boreas*, Vol. 9, p. 115-137.

- Köhler, S.E.I & Spielhagen, R.F. (1990): The enigma of oxygen isotope Stage 5 in the central Fram Strait. In: Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.): The geological history of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic, p. 489-497. Kluwer, Dordrecht.
- Köhler, S.E.I (1992): Spätquartäre Paläo-Ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnissen der Planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.). In: Geomar Report 13, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Kovacs, A. (1972): On pressured sea ice. In: Karlsson, T. (Ed.): Sea Ice National Research Council Reykjavik 1972 R.r. '72-4.
- Landvik, J., Mangerud, J. & Salvigsen, O. (1987): The late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west coast of Svalbard. In: Polar Research, Vol. 5, p. 29-44.
- Langford, F.F. & Blanc-Valleron, M.-M. (1990): Interpreting Rock-Eval Pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. total organic carbon. In: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 74, No. 6, p. 799-804.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C. & Blanc, P.L. (1987): Variations in the mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 60.000 years. In: Nature, Vol. 327, p. 477-482.
- Ledley, T.S. (1987): Development of an new sea ice growth and lead parameterization. In: Climate Dynamics, Vol. 2, p. 91-100.
- Lehman, S.J. & Forman, S.L. (1992): Late Weichselian glacier retreat in Kongsfjorden, West Spitsbergen, Svalbard. In: Quaternary Research, Vol. 37, p. 139-154.
- Lloyd, J., Boulton, G. & Kroon, D. (1993): History of ice rafting from the Svalbard ice cap over the last 200.000 years. In: Abstracts of Fourth Annual Workshop of PONAM, 13-15 December, Cambridge.
- Lunde, T. (1963): Ice conditions at Svalbard 1946-1963. In: Arbok, Norsk Polarinstitutt, p. 61-80.
- Mangerud, J., Svendsen, J.I., Landvik, J. & Salvigsen, O. (1990): Glaciation history of Svalbard for the last 120.000 years. In: First PONAM-Workshop 26-29.11.90 in Gent, Abstracts.
- Mangerud, J. & Svendsen, J.I. (1992): The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard. In: Quaternary Science Review, Vol. 11, p. 633-664.
- Mangerud, J. et al. (1992): The last glacial maximum on Spitsbergen, Svalbard. In: Quaternary Research, Vol. 38, p. 1-31.
- Marienfeld, P. (1991): Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland. In: Berichte zur Polarforschung 96.

- Markussen, B., Zahn, R. & Thiede, J. (1985): Late Quaternary sedimentation in the Eastern Arctic Basin: Stratigraphy and depositional environment. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 50, p. 271-284.
- Melles, M. (1992): Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddelmeeres, Antarktis. In: *Berichte zur Polarforschung* 81.
- Miller, G.H., Sejrup, H.P., Lehman, S.J. & Forman, S.L. (1989): Glacial history and marine environment change during the last interglacial-glacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard. In: *Boreas*, Vol. 18, p. 273-296.
- Mix, A.C. & Ruddiman, W.F. (1985): Structure and timing of the last deglaciation: Oxygen Isotope evidence. In: *Quaternary Science Reviews*, Vol. 4, p. 59-108.
- Mogilevkina, I.A. (1964): Fixation of ammonium in soil and method of determining it. In: *Soviet Soil Science*, Vol. 2, p. 185-196.
- Morris, T. H. & Clark, D. L. (1986): Pleistocene calcite lysocline and paleocurrents of the Central Arctic Ocean and their paleoclimatic significance. In: *Paleoceanography*, Vol. 1, no. 2, p. 181-195.
- Morris, T. H. (1988): Stable isotope stratigraphy of the Arctic Ocean: Fram Strait to Central Arctic. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 64, p. 201-219.
- Müller, P. (1975): Diagenese stickstoffhaltiger organischer Substanzen in oxischen und anoxischen marinen Sedimenten. In: *Meteor-Forschungsergebnisse, Reihe C, No. 22*, Seite 1-60.
- Müller, P. (1977): C/N ratios in Pacific deep-sea sediments; Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. In: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol. 41, p. 765-776.
- Müller, P. & Suess, E. (1979): Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation. In: *Deep Sea Research*, Vol. 26A, p. 1347-1362.
- Myrhe, A. M. & Eldholm, O. (1988): The western Svalbard margin. In: *Marine Petrology Geology*, Vol. 5, p. 134-156.
- Nagy, J. (1984): Quaternary glaciomarine deposits and foraminifera from Edgeoya, Svalbard. In: *Boreas*, Vol. 13, p. 319-322.
- Nansen, F. (1906): Northern waters: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the arctic seas in 1901, with a discussion of the origin of the bottom waters of the northern seas. In: *Videnskabs-Selskabets Skrifter (Christiania) 1. Mathematisk-naturvitenskapelig Klasse*, No. 3, p. 145.
- Nowaczyk, N.R., Frederichs, T.W., Eisenhauer, A. & Gard, G. (in press): Stratigraphy of late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: Evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 kys of the Brunhes Chron. In: submitted to *Geophysical Journal International*.

- Pagels, U. (1991): Sedimentologische Untersuchungen und Bestimmung der Karbonatlösung in spätquartären Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. In: Geomar Report 10, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Perkin, R.G. & Lewis, E.L. (1984): Mixing in the Westspitsbergen Current. In: Journal of Physical Oceanography, Vol. 14, p. 1315-1325.
- Peters, K.E. (1986): Guidelines for interpreting petroleum source rock using programmed pyrolysis. In: Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., Vol. 70, p. 318-329.
- Pfirman, S. L. & Solheim, A. (1989): Subglacial meltwater discharge in the open-marine tidewater glacier environment: observations from Nordaustlandet, Svalbard Archipelago. In: Marine Geology, Vol. 86, p. 265-281.
- Rachor, E. (Ed.) (1992): Wissenschaftlicher Fahrtbericht über die Arktis-Expedition ARK VIII/2 von 1991. In: Berichte zur Polarforschung 115.
- Salvigsen, O. (1979): The last deglaciation of Svalbard. In: Boreas, Vol. 8, p. 229-231.
- Salvigsen, O. & Nydal, R. (1981): The Weichselian glaciation in Svalbard before 15.000 B.P. In: Boreas, Vol. 10, p. 433-446.
- Salvigsen, O. & Österholm, H. (1982): Radiocarbon dated raised beaches and glacial history of the northern coast of Spitsbergen. In: Polar Research, Vol. 1, p.97-115.
- Schauer, U., Harms, I., Owrid, G., Petrov, V., Shaban, A. & Strass, V.H. (1992): Physical Oceanography. The continental slope northwest and north of Svalbard. In: Rachor, E. (Ed.): Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/" of RV "Polarstern", p.30. In: Berichte zur Polarforschung, Nr. 115.
- Scheffer, F. & Schachtschabel, P. (1984): Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart (Enke-Verlag), 442S.
- Schlüter, H.-U. & Hinz, K. (1978): The continental margin of West Spitsbergen. In: Polarforschung, Vol. 48 (1/2), p. 151-169.
- Sexton, D. J., Dowdeswell, J. A., Solheim, A. & Elverhoi, A. (1992): Seismic architecture and sedimentation in northwest Spitsbergen fjords. In: Marine Geology, Vol. 103, p. 53-68.
- Shackleton, N.J. (1967): Oxygen isotope stratigraphic analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. In: Nature, Vol. 215, p. 15-17.
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10.000 year and 100.000 year time scale. In: Quaternary Research, Vol. 3, p. 39-55.
- Siegert, M. (1993): A numerical reconstruction of the Svalbard - Barents ice sheet. In: Abstracts of Fourth Annual Workshop of PONAM, 13-15 December, Cambridge.

- Smith, S.D., Muench, R.D. & Pease, C.H. (1990): Polynyas and leads: An overview of physical processes and environment. In: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, p. 9461-9479.
- Solheim, A., Milliman, J. & Elverhoi, A. (1988): Sediment distribution and sea floor morphology of Storbanken. In: *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 25, p. 547-556.
- Solheim, A., Russwurm, L. Elverhoi, A. & Berg, M.N. (1990): Glacial geomorphic features in the northern Barents Sea: direct evidence for grounded ice and implications for the pattern of deglaciation and late glacial sedimentation. In: Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (Ed.): *Glacimarine environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publications No 53, p.253-268.
- Solheim, A., Elverhoi, A., Andersen, E. S. & Jahre, H. (1991): Marine geological, geophysical cruise on the western Svalbard margin, 1990. In: Cruise report, Norsk Polarinstitutt Report 69, 93 pp.
- Spielhagen, R.F. (1991): Die Eisdrift in der Framstrasse während der letzten 200.000 Jahre. In: *Geomar Report 4*, 132 p., Kiel.
- Spielhagen, R.F., Erlenkeuser, H. & Köhler, S. (in press): Stable isotopes in planktic foraminifers from Arctic Ocean sediment surface samples: Reflection of the low salinity surface water layer. In: submitted to *Marine Geology*
- Spindler, M. (1990): A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and effects of different properties on sea ice biota. In: Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.): *Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Publishers, London, p. 173-186.
- Srivastava, S.P. (1985): Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait. In: *Geophysics of the polar regions*, reprinted from *Tectonophysics* 114, Husebye, E.S., Johnson, G.L. & Kristoffersen, Y. (Ed.), Elsevier, Amsterdam and New York, p. 29-53.
- Stax, R. (1993): Organische Kohlenstoff-Zyklen in der Japan See: Anzeiger für Änderungen von Paläoozeanographie und Paläoklima im Spätkanäozoikum. Unveröffentlichte Dissertation, 151p., Universität Bremen.
- Steffensen, E.L. (1982): The climate at Norwegian Arctic Stations. *Klima*, the Norwegian Meteorological Institute, 5, 44p.
- Stein, R. (1991): Accumulation of organic carbon in marine sediments. In: *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 34, pp. 217.
- Stein, R., Grobe, H. & Wahsner, M. (in press): Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in Eastern Central Arctic Ocean surface sediments. In: *Marine Geology*, Spec. Issue on "Arctic Ocean Research".
- Stein, R., Nam, S.I., Schubert, C., Vogt, C., Fütterer, D. & Heinemeier, J. (1994): The last deglaciation event in the eastern central Arctic Ocean. In: *Science*, Vol. 264, p. 692-696.

- Stevenson, F.J. & Cheng, C.-N. (1972): Organic geochemistry of the Argentine Basin sediments: carbon-nitrogen relationships and Quaternary correlations. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 36, p. 653-671.
- Strömberg, J.O. (1989): Northern Svalbard Waters. In: Conference of the Comité Arctique International 6th, Fairbanks, p. 402-426.
- Strübing, K. (1968): Eisdrift im Nordpolarmeer. In: *Umschau in Wissenschaft und Technik*, Heft 21, S. 662-663.
- Suess, E. & Ungerer, C.A. (1981): Element and phase composition of particulate matter from the circumpolar current between New Zealand and Antarctica. In: *Oceanologica Acta*, Vol. 4, p. 151-160.
- Sundvor, E., Johnson, G.L. & Myhre, A. (1982): Some Aspects of Morphology and Structure of the Yermak Plateau, NW of Spitsbergen. In: The Norwegian Petroleum Directorate's Geological/Geophysical Investigations, Scientific Report No. 8, p. 1-15.
- Sundvor, E. & Austegard, A. (1990): The evolution of the Svalbard margins: Synthesis and new results. In: Bleil, E. & Thiede, J. (Ed.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*, p. 77-94.
- Svendsen, J.I. & Mangerud, J. (1992): Paleoclimatic inferences from glacial fluctuations on Svalbard during the last 20.000 years. In: *Climate Dynamics*, Vol. 6, p. 213-220.
- Svendsen, J.I., Mangerud, J., Elverhoi, A., Solheim, A. & Schüttenhelm, R.T.E. (1992): The late Weichselian glacial maximum on western Spitsbergen inferred from offshore sediment cores. In: *Marine Geology*, Vol. 104, p. 1-17.
- Swift, J.H. & Aagaard, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas. In: *Deep-sea Research*, Vol. 28a, p. 1107-1129.
- Thiébaud, F., Cremer, M., Debrabant, P., Foulon, J., Nielsen, O.B. & Zimmermann, H. (1989): Analysis of sedimentary facies, clay mineralogy and geochemistry of the Neogene-Quaternary sediments in Site 645, Baffin Bay. In: Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al. (Eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 105.
- Thiede, J., Suess, E. & Müller, P.J. (1982): Late Quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor at the Northwest African continental slope. In: von Rad, U., Hinz, K., Sarntheim, M. & Seibold, E. (Eds.): *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer Verlag, Berlin, p. 605-631.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. (1984): *Petroleum Formation and Occurrence*. Berlin (Springer-Verlag), 699p.
- Thorndike, A.S. & Colony, R. (1982): Sea ice motion in response to geostrophic winds. In: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, p. 5845-5852.

- Untersteiner, N. (1990): Structure and dynamics of the Arctic Ocean ice cover. In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J.F. (Ed.): The Arctic Ocean Region. Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America.
- Van Andel, T.H., Heath, G.R. & Moore, T.C. (1975): Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. In: Mem. Geol. Soc. of America, Vol. 143, p. 134.
- Vinje, T. (1982): Sea ice conditions in 1982. In: Arbok, Norsk Polarinstitut, p. 49-53.
- Vogelsang, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. In: Ber. Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel, Nr. 23, p. 1-136.
- Wadhams, P. (1981b): The ice cover in the Greenland and Norwegian Seas. In: Reviews of Geophysics and Space Physics. Vol. 19, No. 3, p. 345-393.
- Wagner, T. (1993): Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer. In: Ber. Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel, S. 1- 138.
- Weaver, C.E. (1965): Potassium Content of Illite. In: Science, Vol. 147, p. 603-605.
- Westerhausen, L., Poynter, J., Eglinton, G., Erlenkeuser, H. & Sarnthein, M. (1993): Marine and terrigenous origin of organic matter in modern sediments of the equatorial East Atlantic: the delta C13 and molecular record. In: Deep Sea Research, Vol. 40, No. 5, p. 1087-1121.
- World Meteorological Organization (1970): WMO-Sea-Ice-Nomenclature WMO/OMM/BMO No. 259 (TP 145), Geneve.
- Worsley, D. & Aga, O.J. (Eds.) (1986): The geological history of Svalbard, Stavanger, Norway, 120 p.
- Zahn, R., Markussen, B. & Thiede, J. (1985): Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. In: Nature, Vol. 314, p. 433-435.
- Ziegler, P.A. (1989): Evolution of the Arctic North Atlantic and the western Tethys. AAPG Memoir 43, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 196pp.

Weiterführende Literatur

- Biryukov, V. Y. et al. (1988): The paleogeography of arctic shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation (18000 yr B.P.). In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 68, p. 117-125.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen, R.F., & Thiede, J.: (1990): Nordic Seas surface ice drift reconstructions: evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. In: Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (eds.) (1990): *Glacimarine environments: Processes and Sediments*, Geological Society Special Publication No 53, pp 235-251.
- Bischof, J. (1990): Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea-indications of late Quaternary circulation patterns? In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geological history of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*, p. 499-518.
- Botz, R., Erlenkeuser, H., Koch, J. & Wehner, H. (1991): Analysis of organic matter of a glacial/interglacial change (oxygen isotope stage 6/5) in the Norwegian-Greenland Sea. In: *Marine Geology*, Vol. 98, p. 113-119.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A., Maitre, F., Duprat, J. & Sarnthein, M. (1991): Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. In: *Oceanologica Acta*, Vol. 14, p. 311-324.
- Eyles, C.H., Eyles, N. & Miall, A.D. (1985): Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretations of ancient glacial sequences. In: *Palaeogeography, -climatology and -ecology*, Vol. 51 (1985), p. 15-84.
- Fütterer, D. (Ed.) (1992): ARCTIS '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS "Polarstern" 1991. In: *Berichte zur Polarforschung* 107.
- Furrer, G., Stapfer, A., Glaser, U. (1991): Zur nacheiszeitlichen Gletschergeschichte des Liefdefjords (Spitzbergen) (Ergebnisse der Geowissenschaftlichen Spitzbergenexpedition 1990). In: *Geographica Helvetica*, Nr. 4, p. 147-155.
- Gorlich, K. (1986): Glacimarine sedimentation of muds in Hornsund fjord, Spitsbergen. In: *Annual Society Geology Polon.*, Vol. 56, p. 433-477.
- Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. In: *Quaternary Research*, Vol.29, p. 142-152.
- Jansen, E. & Erlenkeuser, H. (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: Isotopic evidence. In: *Palaeogeography, -climatology and -ecology*, Vol. 49, p. 189-206.
- Jasper, J.P. & Gagosian, R.B. (1989): Glacial-interglacial climatically forced delta C13 variations in sedimentary organic matter. In: *Nature*, Vol. 342, p. 60-62.
- Kellogg, T. B., Duplessy, J. C. & Shackleton (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores. In: *Boreas*, Vol. 7, pp. 61-73.

- Kennett, J.P. (1982): *Marine Geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 813p.
- Lycke, A.K., Mangerud, J. & Sejrup, H.P. (1992): Late Quaternary foraminiferal stratigraphy from western Svalbard. In: *Boreas*, Vol. 21, p. 271-288.
- Marquard, R. S. & Clark, D. L. (1987): Pleistocene paleoceanographic correlations: Northern Greenland Sea to Central Arctic Ocean. In: *Marine Micropaleontology*, Vol. 12, p. 325-341.
- Nansen, F. (1915): Spitsbergen Waters. In: *Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-Naturv. Klasse. No. 2*, p. 136.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G., Morley, J.J., Pisias, N.G., Shackleton, N.J. & Streeter, H.F. (1986): Graphic Correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary. In: *Paleoceanography*, Vol. 1, No. 2, p. 137-162.
- Reynolds, L. A. & Thunell, R. C. (1986): Seasonal production and morphologic variation of *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg) in the northeast Pacific. In: *Micropaleontology*, Vol. 32, no.1, p. 1-18.
- Schubert, C. (1991): *Organischer Kohlenstoff und Schwermetallgehalte in jungquartären Ozeansedimenten*, Unveröffentlichte Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften und Geographie der Justus-Liebig-Universität Giessen.
- Shackleton, N.J. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. In: *Nature*, Vol. 307, p. 620-623.
- Sundvor, E. & Eldholm, O. (1979): The western and northern margin of Svalbard. In: *Tectonophysics* 59, p. 239-250.
- Vorren, T.O., Lebesbye, E., Andreassen, K. & Larsen, K.B. (1989): Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. In: *Marine Geology*, Vol.85, p. 251-272.
- Vorren, T.O., Lebesbye, E. & Larsen, K.B. (1990): Geometry and genesis of the glacigenic sediments in the southern Barents Sea. In: Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (Ed.): *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publications No. 53, p. 269-288.
- Vogt, P. R., Feden, R. H., Eldholm, O. & Sundvor, E. (1978): The ocean crust West and North of the Svalbard Archipelago: Synthesis and Review of new results. In: *Polarforschung*, Vol. 48 (1/2), p. 1-19.
- Werner, A. (1988): *Holocene glaciation and climatic change Spitsbergen, Svalbard*, Ph.D. University of Colorado at Boulder, UMI Dissertation Information Service, Ann Arbor, Michigan.

I. Anhang

Tiefe (cm)	Dichte (g/ccm)	H2O (%)	δ18O PDB (‰)	δ13C PDB (‰)	TC (%)	TOC (%)	Ntot (%)	TOC (%)	C/N	CaCO3 (%)	HI (mgHC/gC)	Tmax (°C)	S2 (mgHC/gS)	Forams	Masse (g)	Volumen (ccm)	Ms	Vs	Vws	Poros. (%)	Naßdichte (g/ccm)
0	2,64	39,3			1,72	1,33	0,22	1,28	5,95	3,68	93,8	447	1,2	2	3,42	1,30	0,05	0,02	1,36	51,64	1,81
2					1,62	1,31	0,22	1,27	5,69	2,94	92,9	441	1,18	2							
4					1,56	1,33	0,19	1,3	6,69	2,18	80	448	1,04	2							
6					1,51	1,31	0,18	1,28	7,05	1,9	85,2	447	1,09	2							
8					1,48	1,31	0,18	1,29	7,37	1,58	88,4	447	1,14	2							
10	2,66	34,3	2,019	-0,347	1,51	1,24	0,19	1,21	6,21	2,54	93,4	447	1,13	2	3,61	1,36	0,04	0,02	1,25	48,32	1,87
12					1,47	1,2	0,18	1,17	6,41	2,53	88	452	1,03	3							
14					1,48	1,2	0,18	1,17	6,67	2,51	88	453	1,03	2							
16					1,49	1,27	0,18	1,25	6,96	2,02	80,8	453	1,01	3							
18					1,47	1,16	0,18	1,13	6,35	2,86	93,8	453	1,06	3							
20	2,66	35,3	2,488	0,17	1,46	1,14	0,18	1,1	6,2	2,96	92,7	456	1,02	4	4,05	1,52	0,05	0,02	1,45	49,17	1,86
22					1,43	1,2	0,17	1,18	6,96	2,08	94,1	455	1,11	3							
24					1,46	1,21	0,17	1,18	6,89	2,27	91,5	455	1,08	4							
26					1,42	1,16	0,16	1,14	6,93	2,4	87,7	454	1	4							
28					1,41	1,2	0,18	1,18	6,51	1,94	79,7	451	0,94	3							
30	2,67	40,4	2,625	0,231	1,39	1,17	0,17	1,15	6,75	2,04	78,3	456	0,9	3	4,59	1,73	0,07	0,03	1,88	52,48	1,80
32					1,33	1,08	0,16	1,06	6,79	2,26	80,2	452	0,85	3							
34					1,32	1,07	0,17	1,05	6,05	2,31	82,9	449	0,87	1							
36					1,28	1,11	0,16	1,09	7,06	1,52	78,9	422	0,86	1							
38					1,26	1,08	0,15	1,06	7,16	1,64	74,5	442	0,79	1							
40	2,65	37,4	2,649	0,451	1,34	0,82	0,11	0,78	7,2	4,66	79,49	438	0,62	4	3,42	1,30	0,04	0,02	1,18	50,81	1,84
50	2,64	38	2,773	0,327	1,24	0,85	0,1	0,82	7,92	3,49	79,27	423	0,65	2	3,62	1,36	0,08	0,04	2,25	50,80	1,82
60	2,64	34,6	2,951	0,281	1,44	1,2	0,15	1,18	7,74	2,22	56,78	434	0,67	3	2,96	1,11	0,05	0,02	1,41	48,53	1,87
70			2,857	0,354	1,25	0,56	0,11	0,52	4,92	6,03	103,8	430	0,54	3							
74	2,68	34,6			1,05	0,84	0,13	0,83	6,56	1,89	48,19	434	0,4	2	3,19	1,19	0,04	0,02	1,12	48,82	1,88
77	2,7	42,8			0,93	0,77	0,09	0,76	8,86	1,43	60,53	433	0,46	1	4,03	1,50	0,06	0,03	1,75	54,27	1,79
79	2,67	33,4			0,93	0,76	0,08	0,75	9,48	1,47	53,33	417	0,4	1	3,91	1,47	0,05	0,02	1,32	47,70	1,88
80	2,64	34,3			1,17	0,97	0,12	0,95	8,08	1,79	63,16	424	0,6	1	4,36	1,65	0,05	0,03	1,51	48,23	1,87
90	2,66	35,2	3,423	-0,041	1,07	0,88	0,08	0,87	10,97	1,7	56,32	442	0,49	2	3,83	1,44	0,05	0,02	1,36	49,05	1,86
100	2,66	35,7	3,407	-0,215	1,33	1,07	0,09	1,04	11,44	2,37	67,31	426	0,7	3	3,92	1,47	0,05	0,02	1,42	49,46	1,86
110	2,64	43,1	3,25	-0,421	1,36	1,25	0,09	1,24	13,17	1,02	66,12	436	0,82	2	3,89	1,47	0,06	0,03	1,69	54,04	1,77
120	2,69	40,8			1,47	1,39	0,1	1,37	14,32	0,83	55,47	440	0,76	3	3,37	1,25	0,05	0,02	1,39	53,15	1,81
130	2,65	30,4	3,635	-0,271	1,12	0,76	0,11	0,73	6,97	3,26	54,79	428	0,4	4	4,03	1,52	0,04	0,02	1,24	45,24	1,92
140			3,566	-0,215	1,36	1,12	0,1	1,1	11,43	2,18	52,73	450	0,58	4							
150	2,65	35	3,555	-0,16	1,41	1	0,09	0,97	10,28	3,66	44,33	436	0,43	5	4,52	1,71	0,06	0,03	1,60	48,73	1,86
155	2,65	39	3,966	-0,032	1,65	0,74	0,08	0,68	8,19	8,05	69,11	433	0,47	5	5,70	2,15	0,08	0,04	2,25	51,56	1,82
159	2,68	37,8	4,412	-0,016	1,445	0,42	0,078	0,38	5,38	8,85	39,18	418	0,15	5	3,98	1,48	0,05	0,03	1,52	51,15	1,84
165	2,67	36,2	4,145	0,033	1,3	0,35	0,1	0,32	3,25	8,14	34,38	419	0,11	4	4,32	1,62	0,06	0,03	1,58	49,85	1,85
168	2,7	35,5	3,595	-0,166	1,104	0,41	0,108	0,39	3,79	5,99	31,13	421	0,12	2	3,52	1,30	0,05	0,02	1,26	49,71	1,88
172	2,67	37,2	4,147	0,156	1,28	0,54	0,08	0,5	6,06	6,48	30	403	0,15	5	3,03	1,18	0,04	0,02	1,14	49,59	1,81
175	2,72	40,9	4,116	-0,107	1,433	0,68	0,124	0,63	5,48	6,65	34,66	444	0,22	5	3,91	1,44	0,06	0,03	1,62	53,37	1,82
179	2,66	37,5	4,33	-0,092	1,52	0,72	0,08	0,67	8,86	7,01	38,81	459	0,26	5	4,72	1,77	0,06	0,03	1,79	50,70	1,84
180			4,35	0,037	1,57	0,69	0,07	0,64	9,2	7,82	48,44	425	0,31	5							
190	2,67	32,8	4,288	-0,153	1,54	0,59	0,06	0,54	9,12	8,31	37,04	441	0,2	5	4,56	1,71	0,05	0,03	1,51	47,35	1,89
200	2,66	34,2	4,407	-0,001	1,54	0,5	0,06	0,45	7,09	9,06	31,1	436	0,14	5	4,31	1,62	0,05	0,03	1,49	48,30	1,87
204	2,65	40,3	4,387	-0,058	1,35	0,59	0,07	0,55	7,6	6,59	54,55	435	0,3	4	4,20	1,59	0,06	0,03	1,71	52,32	1,80
215	2,66	36,1	4,517	-0,009	1,537	0,73	0,099	0,68	7,37	7,16	45,74	420	0,55	5	4,43	1,66	0,06	0,03	1,62	49,81	1,85

∞

Abb. 1: Überblick über alle gemessenen und statistisch ermittelten Rohdaten des Kernes PS2122-1SL (1. Teil).

Tiefe (cm)	Dichte (g/ccm)	H2O (%)	δ18O PDB (‰)	δ13C PDB (‰)	TC (%)	TOC (%)	Ntot (%)	TOC (%)	C/N	CaCO3 (%)	HI (mgHC/gC)	Tmax (°C)	S2 (mgHC/gS)	Forams	Masse (g)	Volumen (ccm)	Ms	Vs	Vws	Poros. (%)	Naßdichte (g/ccm)
225	2,67	33,9	4,442	0,064	1,33	0,63	0,07	0,59	8,95	6,13	80,8	426	0,19	5	4,90	1,84	0,06	0,03	1,68	48,16	1,88
230	2,66	36,7	3,975	-0,36	1,22	0,55	0,06	0,52	8,26	5,86	36,54	434	0,19	4	5,26	2,66	0,07	0,03	1,95	42,62	1,57
234	2,67	33,8	4,243	0,137	1,437	0,85	0,103	0,8	8,25	5,26	48,43	428	0,39	4	4,91	1,84	0,06	0,03	1,68	48,12	1,88
242	2,68	31,1	4,369	-0,066	1,38	1,16	0,08	1,13	14,14	2,06	46,02	440	0,52	4	3,72	1,39	0,04	0,02	1,17	46,10	1,92
246	2,68	24,8	4,402	-0,055	1,4	1,32	0,08	1,31	16,41	0,68	64,12	430	0,84	2	3,41	1,27	0,03	0,01	0,85	40,50	2,02
251	2,68	21			1,766	1,38	0,094	1,33	14,68	3,63	72,19	436	0,96	1	5,77	2,15	0,04	0,02	1,22	36,49	2,08
256	2,68	23,7	3,45	-0,379	1,911	1,55	0,107	1,5	14,48	3,45	42,77	436	0,64	2	4,79	1,79	0,04	0,02	1,15	39,33	2,03
262	2,69	34,9			1,898	0,77	0,11	0,69	7	10,04	28,87	436	0,2	4	3,77	1,40	0,05	0,02	1,33	49,14	1,88
278	2,67	27,2	3,631	-0,091	1,04	0,58	0,09	0,56	5,93	4,05	121,43	454	0,68	4	3,76	1,41	0,04	0,02	1,03	42,59	1,97
288	2,68	31,5			0,78	0,46	0,08	0,45	5,49	2,71	44,44	403	0,2	2	4,71	1,76	0,05	0,03	1,50	46,43	1,91
298	2,66	36,4			0,82	0,58	0,1	0,56	5,41	2,11	57,14	434	0,32	1	4,60	1,73	0,06	0,03	1,69	49,89	1,85
303	2,67	30,4			0,81	0,55	0,1	0,54	5,5	2,27	57,67	427	0,31	1	3,76	1,41	0,04	0,02	1,16	45,45	1,92
306	2,69	33,3			0,84	0,6	0,11	0,59	5,42	2,08	55,93	427	0,33	1	3,65	1,35	0,04	0,02	1,23	48,07	1,90
312	2,66	32,4			1,14	0,82	0,08	0,79	9,79	2,85	53,16	393	0,42	2	4,46	1,68	0,05	0,02	1,46	46,91	1,89
321			2,816	0,202	1,17	0,74	0,09	0,71	7,97	3,86	42,25	439	0,3	4							
328	2,66	37,3			0,87	0,64	0,1	0,62	6,38	2,06	48,39	431	0,3	2	4,98	1,87	0,07	0,03	1,88	50,55	1,84
338	2,69	34,9	3,342	-0,214	0,99	0,68	0,097	0,66	7,01	2,74	52,92	433	0,35	2	3,98	1,48	0,05	0,02	1,40	49,08	1,88
343	2,71	29,9	4,154	-0,047	0,99	0,67	0,08	0,65	8,18	2,82	56,92	427	0,37	1	3,33	1,23	0,04	0,02	1,01	45,35	1,95
348	2,69	31	3,975	-0,231	1,39	1,04	0,1	1,01	10,48	3,18	52,48	423	0,53	3	3,91	1,46	0,04	0,02	1,23	46,00	1,92
353	2,67	33,9	3,98	-0,048	1,38	0,94	0,1	0,9	9,35	4,03	47,78	434	0,43	3	4,47	1,67	0,06	0,03	1,53	48,29	1,88
363	2,69	30,7	3,624	0,133	1,08	0,92	0,09	0,9	10,63	1,46	52,22	435	0,47	2	3,37	1,25	0,04	0,02	1,05	45,91	1,93
371	2,69	33,8	3,857	-0,164	1,103	0,88	0,112	0,86	7,86	2	39,53	434	0,44	3	3,75	1,40	0,05	0,02	1,28	48,18	1,89
377	2,68	30,3	3,868	0,088	1,17	0,98	0,1	0,96	9,8	1,74	38,54	421	0,37	4	4,26	1,59	0,05	0,02	1,31	45,44	1,93
378					1,29	1	0,09	0,97	10,43	2,63		443		3							
388	2,69	31,4	4,239	0,044	1,11	0,86	0,12	0,84	6,75	2,27	39,29	429	0,33	1	3,82	1,42	0,04	0,02	1,21	46,43	1,92
398	2,65	29,3	2,685	0,062	1,34	0,77	0,08	0,73	9,09	5,08	47,95	428	0,35	5	5,20	1,96	0,06	0,03	1,54	44,38	1,93
404	2,7	34,5	3,711	-0,385	0,89	0,7	0,08	0,68	8,55	1,72	55,88	441	0,38	2	3,30	1,22	0,04	0,02	1,15	48,96	1,89
412	2,67	32,2	3,833	-0,2	1,37	1,13	0,12	1,11	8,94	2,2	40,54	437	0,45	3	3,34	1,25	0,04	0,02	1,09	46,89	1,90
421	2,63	32,5	3,35	-0,322	1,64	1,44	0,12	1,42	11,7	1,85	57,75	434	0,82	3	4,26	1,62	0,05	0,02	1,40	46,78	1,88
431			3,407	-0,049	1,54	1,52	0,12	1,52	13,2	0,17	39,47	432	0,6	4							
436	2,65	32,3	3,345	-0,303	1,55	1,22	0,09	1,19	12,75	3,04	46,22	443	0,55	4	4,36	1,65	0,05	0,02	1,43	46,74	1,89
443			3,346	-0,274	0,75	0,46	0,05	0,45	8,8	2,49	104,44	409	0,47	3							
448	2,69	25,5			0,98	0,62	0,07	0,6	8,38	3,16	51,67	444	0,31	2	3,58	1,33	0,03	0,02	0,92	41,30	2,01
452	2,68	20,1	3,292	0,142	1,01	0,48	0,07	0,46	6,51	4,63	52,17	404	0,24	3	4,41	1,64	0,03	0,02	0,90	35,58	2,10
460			3,384	0,392	1,17	0,87	0,13	0,85	6,76	2,7	28,24	430	0,24	4							
463					1,36	0,97	0,1	0,93	9,34	3,58	45,16	427	0,42	3							
472	2,68	27,1	3,445	0,541	1,432	0,63	0,117	0,59	5,38	7,05	74,57	437	0,51	4	3,94	1,47	0,04	0,02	1,08	42,66	1,98
488			3,36	0,211	1,33	1,16	0,14	1,15	8,3	1,52	41,74	430	0,48	4							
495	2,69	20,5	3,319	0,111	1,66	1,15	0,11	1,1	10,26	4,69		431		3	3,29	1,22	0,02	0,01	0,68	36,04	2,10
505	2,69	24,7	3,735	0,494	1,4	1,01	0,16	0,97	6,05	3,58	43,3	424	0,42	4	4,58	1,70	0,04	0,02	1,15	40,55	2,02
517	2,66	31,3	3,535	0,402	1,18	0,93	0,1	0,91	9,15	2,29	43,96	454	0,4	3	6,08	2,66	0,07	0,03	1,93	42,30	1,75
527			3,695	0,449	1,48	1,02	0,13	0,97	7,65	4,22	50,52	425	0,49	4							
537	2,67	26,2	3,339	0,166	1,28	1,06	0,1	1,04	10,48	2,05	47,12	425	0,49	3	5,28	1,98	0,05	0,02	1,40	41,70	1,99
542	2,67	21,8			0,88	0,63	0,07	0,61	9,15	2,21	54,1	435	0,33	2	5,48	2,05	0,04	0,02	1,21	37,28	2,06
551	2,69	26,2	3,777	0,241	1,36	1,17	0,11	1,15	10,52	1,8	58,26	418	0,67	4	4,03	1,50	0,04	0,02	1,07	41,92	1,99
567	2,67	28,1	3,109	0,26	1,27	1,13	0,11	1,12	10,24	1,29	57,14	425	0,64	4	3,24	1,21	0,03	0,02	0,92	43,52	1,96
578	2,67	28,9	3,194	0,277	1,42		0,12					426	0,6	4	3,62	1,36	0,04	0,02	1,06	44,10	1,94

89

Abb. 2: Überblick über alle gemessenen und statistisch ermittelten Rohdaten des Kernes PS2122-1SL (2. Teil).

Tiefe (cm)	Dichte (g/ccm)	H2O (%)	δ18O PDB (‰)	δ13C PDB (‰)	TC (%)	Ntot (%)	N ⁻ (%)	TOC ⁻ (%)	TOC (%)	C/N	HI ⁻ (mgHC/gC)	HI (mgHC/gC)	S2 (mgHC/gS)	Tmax (°C)	CaCO3 (%)	Forams	Masse (g)	Volumen (ccm)	Mw	Ms	Vs	Vws	Porosität (%)	Naßdichte (g/ccm)
0	2,6	36,94	2,083	-0,036	2,05	0,23	0,247	1,83	1,79	8,06	116,22	96,09	1,72	461	2,17	2								
2	2,61				1,98		0,237	1,73	1,69	8,02	127,54	104,14	1,76	463	2,42	2								
4	2,63	30,76	2,083	-0,036	2,06	0,17	0,265	1,76	1,71	8,16	97,14	79,53	1,36	464	2,92	2	3,86	1,47	1,19	0,04	0,02	1,2	45,32	1,9
6	2,63				1,98		0,231	1,71	1,66	7,76	128,15	104,22	1,73	467	2,67	3								
8	2,62	24,83			1,98	0,17	0,262	1,74	1,7	8,43	128,78	105,29	1,79	466	2,33	3	4,27	1,63	1,06	0,04	0,02	1,07	39,97	1,99
10	2,63				1,97		0,251	1,68	1,63	7,8	128,79	104,29	1,7	468	2,83	4								
12	2,63	22,25			1,89	0,16	0,25	1,66	1,62	8,73	130,53	105,56	1,71	467	2,25	3	4,61	1,75	1,03	0,04	0,02	1,04	37,47	2,03
14	2,63				1,88		0,204	1,61	1,57	8,41	141,27	113,38	1,78	456	2,58	3								
16	2,63	22,84			1,83	0,17	0,231	1,59	1,56	8,9	130,4	104,49	1,63	453	2,25	2	5,34	2,03	1,22	0,04	0,02	1,23	38,06	2,02
18	2,64				1,77		0,221	1,56	1,52	8,11	131,4	104,61	1,59	452	2,08	2								
20	2,64	17,73			1,75	0,15	0,226	1,51	1,48	8,91	125	99,34	1,5	451	2,27	3	4,88	1,85	0,87	0,03	0,01	0,88	32,3	2,12
22	2,64				1,52		0,218	1,46	1,46	8,37	109,57	86,3	1,26	455	0,5	2								
24	2,64	21,09			1,60	0,14	0,203	1,35	1,31	9,23	119,81	92,7	1,27	452	2,43	3	4,83	1,83	1,02	0,04	0,02	1,03	36,26	2,06
26	2,64				2,60		0,18	1,31	1,15	4,03	145,24	106,09	1,22	452		3								
28	2,64	24,84			1,53	0,13	0,177	1,31	1,28	9,66	121,78	93,18	1,23	451	2,08	1	6,11	2,32	1,52	0,06	0,03	1,54	40,11	1,99
30			2,687	0,534	1,53		0,177	1,33	1,31	7,39	119	90,84	1,19	452	1,83	1								
32					1,53	0,14	0,183	1,33	1,3	7,26	109,09	83,08	1,08	452	1,92	2	4,44	1,67						2,66
45	2,66	33,37	2,552	0,544	1,43	0,14	0,14	1,06	1,02	7,36	97,18	66,99	0,69	420	3,33	3	5,49	2,07	1,83	0,07	0,03	1,85	47,63	1,88
50	2,69	33	2,479	0,048	1,48	0,14	0,13	1,03	0,99	7,07	80,88	55,56	0,55	422	4,06	3	4,35	1,61	1,44	0,05	0,02	1,45	47,82	1,9
63	2,72	35,25	2,573	0,409	1,35	0,14	0,13	0,98	0,95	6,71	79,69	54,26	0,51	422	3,41	3	3,77	1,39	1,33	0,05	0,02	1,34	49,59	1,88
76					1,23	0,11	0,12	1,01	0,99	9	83,82	57,58	0,57	431	2,04	1								
90	2,67	36,45			1,34	0,1	0,124	1,11	1,09	10,9	66,67	47,71	0,52	423	2,12	2	4,71	1,77	1,72	0,06	0,03	1,74	49,96	1,85
100	2,66	33,97	3,363	-0,03	1,17	0,11	0,118	1,05	1,04	9,45	82,19	57,69	0,6	425	1,1	2	4,98	1,87	1,69	0,06	0,03	1,71	48,19	1,88
115	2,69	37,78	3,804	-0,063	1,42	0,12	0,145	1,26	1,24	10,3	77,42	58,06	0,72	428	1,47	2	3,65	1,36	1,38	0,05	0,02	1,4	51,09	1,84
130	2,69	39,47			1,64	0,13	0,16	1,5	1,48	11,4	76,07	60,14	0,89	427	1,32	1	2,75	1,02	1,09	0,04	0,02	1,1	52,31	1,83
146	2,67	35,01	3,413	-0,673	1,37	0,12	0,118	1,13	1,11	9,25	77,5	55,86	0,62	447	2,17	1	3,89	1,46	1,36	0,05	0,02	1,38	48,96	1,87
158	2,69	32,72	3,892	-0,055	1,26	0,11	0,116	0,95	0,92	8,36	70,49	46,74	0,43	424	2,82	3	4,23	1,57	1,38	0,05	0,02	1,4	47,53	1,91
172			4,122	0,043	1,36	0,11	0,133	1,03	1	9,09	59,42	41	0,41	426	2,98	4								
177	2,69	32,83	3,958	0,086	1,59	0,11	0,11	0,86	0,8	7,36	67,35	40,74	0,33	425	6,47	5	4,17	1,55	1,37	0,05	0,02	1,39	47,58	1,9
187	2,68	32,38	4,585	-0,078	1,40	0,1	0,097	0,37	0,34	3,4	366,67	34,34	0,11	424	8,89	4	4,01	1,49	1,3	0,05	0,02	1,31	47,24	1,91
194			4,444	0,057	1,34	0,13	0,113	0,63	0,59	4,54	71,43	33,9	0,2	423	6,26	4								
203			4,337	-0,079	1,49	0,11	0,131	0,77	0,72	6,55	48,78	27,78	0,2	428	6,41	5								
208	2,68	37,46	4,351	-0,061	1,53	0,12	0,105	0,63	0,58	4,83	77,78	36,21	0,21	432	7,9	5	4,02	1,5	1,51	0,05	0,03	1,52	50,83	1,84
218	2,69	36,28	4,341	-0,229	1,54	0,15	0,104	0,55	0,5	3,33	89,47	34	0,17	422	8,67	5	4,03	1,5	1,46	0,05	0,03	1,48	50,08	1,86
228	2,72	37,32	4,502	0,095	1,48	0,1	0,099	0,62	0,57	5,8	53,85	24,14	0,14	431	7,52	5	3,3	1,21	1,23	0,04	0,02	1,25	51,18	1,86
238	2,72	31,13	4,473	-0,016	1,48	0,1	0,097	0,62	0,57	5,7	80,77	36,84	0,21	435	7,63	5	3,84	1,41	1,2	0,04	0,02	1,21	46,54	1,94
248	2,69	35,66	4,37	0,065	1,24	0,1	0,097	0,63	0,6	5,9	75,86	37,29	0,22	435	5,35	4	3,82	1,42	1,36	0,05	0,02	1,38	49,68	1,87
249	2,7	33,34	4,247	0,058	1,34	0,12	0,097	0,79	0,75	6,25	54,55	32	0,24	429	4,9	5	4,12	1,53	1,37	0,05	0,02	1,39	47,99	1,9
253	2,69	27,66	4,314	-0,006	1,28	0,11	0,104	1,19	1,18	10,7	52,87	38,98	0,46	438	0,79	2	5,27	1,96	1,46	0,05	0,03	1,48	43,26	1,97
257			4,259	-0,123	1,53	0,1	0,107	1,24	1,21	12,1	68,89	51,24	0,62	428	2,68	3								
262	2,67	22,8	4,251	-0,06	1,71	0,09	0,111	1,33	1,28	14,2	103,09	78,13	1	434	3,58	2	5,95	2,23	1,36	0,05	0,02	1,37	38,35	2,04
268	2,68	25,63	4,168	-0,137	1,87	0,12	0,145	1,41	1,35	11,3	60,58	46,67	0,63	439	4,3	3	5,25	1,96	1,35	0,05	0,02	1,36	41,28	2
278	2,73	34,77	4,181	-0,079	1,49	0,11	0,134	0,58	0,53	4,82	68,18	28,3	0,15	411	7,97	5	4	1,46	1,39	0,05	0,02	1,41	49,5	1,9
288	2,7	33,16	4,167	0,178	1,17	0,11	0,121	0,6	0,57	5,18	65,38	29,82	0,17	429	4,96	5	4,74	1,75	1,57	0,06	0,03	1,59	48	1,9

90

Abb. 3: Überblick über alle gemessenen und statistisch ermittelten Rohdaten des Kernes PS2123-2SL (1. Teil).

Tiefe (cm)	Dichte (g/ccm)	H2O (%)	δ18O PDB (‰)	δ13C PDB (‰)	TC (%)	Ntot (%)	N' (%)	TOC (%)	TOC (%)	C/N	HI (mgHC/gC)	HI (mgHC/gC)	S2 (mgHC/gS)	Tmax (°C)	CaCO3 (%)	Forams	Masse (g)	Volumen (ccm)	Mw	Ms	Vs	Vws	Porosität (%)	Naßdichte (g/ccm)
301	2,69	33,58	3,877	0,082	1,32	0,12	0,092	0,76	0,72	6,08	68,29	38,36	0,28	425	4,92	5	4,52	1,68	1,52	0,06	0,03	1,54	48,15	1,89
314	2,68	32,76	3,94	-0,06	1,35	0,1	0,112	0,77	0,73	7,3	78,57	45,21	0,33	427	5,23	4	4,7	1,75	1,54	0,06	0,03	1,56	47,48	1,9
324	2,67	32,51	3,791	-0,033	0,85	0,1	0,1	0,47	0,45	4,5	135,71	42,22	0,19	404	3,3	4	4,86	1,82	1,58	0,06	0,03	1,6	47,14	1,9
340	2,69	32,75	3,949	-0,072	0,87	0,1	0,095	0,6	0,59	5,9	71,43	33,9	0,2	423	2,34	2	5,23	1,95	1,71	0,06	0,03	1,73	47,44	1,9
348	2,67	28,69	4,248	0,115	0,97	0,11	0,099	0,67	0,65	5,91	132,35	69,23	0,45	459	2,66	1	5,37	2,01	1,54	0,06	0,03	1,56	44,01	1,95
362	2,71	30,22	3,829	-0,061	0,94	0,12	0,095	0,59	0,57	4,75	103,85	47,37	0,27	411	3,08	1	3,77	1,39	1,14	0,04	0,02	1,15	45,69	1,95
375	2,66		3,763	0,123	1,06	0,13	0,11	0,72	0,7	5,38	76,92	42,86	0,3	423	3	2	4,02	1,51	1,27	0,05	0,02	1,29	46,35	1,91
384					1,48	0,15	0,117	1,02	0,98	6,53	82,09	56,12	0,55	420	4,13	1								
394	2,67	25,38	2,9	0,183	1,28	0,12	0,109	0,78	0,75	6,25	72,73	42,67	0,32	406	4,41	3	3,98	1,49	1,01	0,04	0,02	1,02	40,97	2
404	2,65	28,45	3,387	0,1	1,32	0,15	0,129	1,05	1,02	6,8	69,01	48,04	0,49	423	2,54	3	4,66	1,76	1,33	0,05	0,02	1,34	43,58	1,94
418	2,66	26,53	3,814	0,031	1,36	0,12	0,12	1,04	1,01	8,33	71,43	50	0,5	424	2,99	3	4,12	1,55	1,09	0,04	0,02	1,11	41,94	1,98
428	2,65	27,35	3,691	0,31	1,24	0,13	0,149	0,92	0,89	6,85	65,52	42,7	0,38	427	2,88	4	5,15	1,94	1,41	0,05	0,02	1,43	42,66	1,96
435			3,565	-0,17	1,11	0,13	0,124	0,84	0,82	6,31	58,82	36,59	0,3	427	2,4	3								
444	2,64	26,64	3,59	-0,236	1,52	0,12	0,127	1,23	1,2	9,92	89,89	67,23	0,8	430	2,69	2	4,39	1,66	1,17	0,04	0,02	1,18	41,92	1,97
451	2,68	25,85	3,873	-0,103	1,31	0,1	0,128	1,05	1,03	10,3	58,33	40,78	0,42	431	2,34	2	3,46	1,29	0,89	0,03	0,02	0,91	41,53	2
455	2,65	20,81	3,355	-0,225	0,96	0,09	0,065	0,78	0,77	8,44	71,74	43,42	0,33	433	1,68	1	4,13	1,56	0,86	0,03	0,01	0,87	36,02	2,07
460	2,65	28,75	3,457	-0,326	1,61	0,13	0,129	1,16	1,11	8,54	60	43,24	0,48	428	4,16	2	5,95	1,84	1,71	0,06	0,03	1,73	48,88	2,16
474	2,62	33,06	3,986	-0,194	1,80	0,13	0,131	1,58	1,55	11,9	63,71	50,97	0,79	428	2,06	2	4,75	1,81	1,57	0,06	0,03	1,59	47,13	1,87
488	2,68	25,94	3,162	-0,361	1,91	0,12	0,131	1,61	1,56	13,1	57,6	45,86	0,72	429	2,88	2	3,59	1,34	0,93	0,03	0,02	0,94	41,58	1,99
495	2,65	32,72	3,09	-0,522	1,54	0,13	0,155	1,17	1,13	8,69	56,1	40,71	0,46	428	3,43	4	4,88	2,25	1,6	0,06	0,03	1,62	42,1	1,69
499	2,66	32,29	3,627	-0,169	1,36	0,11	0,13	0,72	0,68	6,18	54,05	29,41	0,2	429	5,68	5	4,38	1,64	1,41	0,05	0,02	1,43	46,98	1,9
503	2,67	28,45	3,901	0,024	0,96	0,1	0,105	0,71	0,69	7	73,68	40	0,28	436	2,19	1	4,49	1,68	1,28	0,05	0,02	1,29	43,81	1,95
509	2,7	30,16	4,083	0,23	0,95	0,1	0,09	0,52	0,5	5	84,21	32	0,16	435	3,74	2	3,36	1,25	1,01	0,04	0,02	1,03	45,42	1,94
513					0,86	0,09	0,079	0,47	0,45	5	107,14	33,33	0,15	415	3,46	1								
517	2,67	22,6			0,99	0,1	0,077	0,57	0,55	5,5	108,33	47,27	0,26	416	3,7	2	5,07	1,9	1,15	0,04	0,02	1,16	38,15	2,04
521	2,69	23,85	3,349	-0,131	1,28	0,12	0,108	0,84	0,81	6,75	92	56,79	0,46	413	3,93	3	3,35	1,25	0,8	0,03	0,01	0,81	39,54	2,03
527					1,08	0,1	0,103	0,68	0,66	6,5	88,57	47,69	0,31	412	3,55	2								
539	2,68	27,35	3,772	0,181	1,22	0,16	0,109	0,87	0,84	5,25	67,92	42,86	0,36	429	3,13	4	4,6	1,71	1,26	0,05	0,02	1,27	42,99	1,98
548	2,7	22,68	3,368	0,272	1,70	0,15	0,148	1,28	1,23	8,2	89,13	66,67	0,82	442	3,98	4	3,3	1,22	0,75	0,03	0,01	0,76	38,56	2,06
555			3,427	0,317	1,62	0,16	0,135	1,33	1,29	8,13	55,1	41,54	0,54	425	2,68	4								
568	2,69	24,42	3,687	0,33	1,85	0,16	0,145	1,59	1,55	9,69	77,42	61,94	0,96	426	2,5	4	3,97	1,48	0,97	0,04	0,02	0,98	40,14	2,02
577	2,71	20,82	3,613	0,566	1,50	0,15	0,133	1,13	1,09	7,27	83,33	59,63	0,65	418	3,42	3	3,34	1,24	0,7	0,03	0,01	0,7	36,43	2,09
588	2,68	23,14	3,377	0,335	1,49	0,16	0,166	1,26	1,23	7,75	66,3	49,19	0,61	417	2,14	3	4,01	1,5	0,93	0,03	0,02	0,94	38,75	2,04
598	2,68	25,49	3,253	0,247	1,70	0,15	0,145	1,33	1,28	8,53	78,35	59,38	0,76	418	3,49	3	4,61	1,72	1,18	0,04	0,02	1,19	41,16	2
608	2,68	25,63	3,528	0,436	1,73	0,16	0,161	1,41	1,37	8,56	74,53	57,66	0,79	417	2,97	4	5,27	1,97	1,35	0,05	0,02	1,37	41,25	2
618	2,7	25,52	3,296	0,416	1,74	0,16	0,143	1,37	1,32	8,25	68,32	52,27	0,69	416	3,53	4	3,97	1,47	1,01	0,04	0,02	1,03	41,38	2,01
628	2,69	26,81	3,427	0,426	1,53	0,14	0,148	1,29	1,26	9	58,95	44,44	0,56	422	2,31	4	4,29	1,6	1,15	0,04	0,02	1,16	42,42	1,98
636	2,72	20			1,18	0,12	0,105	0,9	0,88	7,33	61,4	39,77	0,35	414	2,54	2	4,18	1,54	0,84	0,03	0,01	0,85	35,67	2,12
648					1,26	0,11							0,45	427										

91

Abb. 4: Überblick über alle gemessenen und statistisch ermittelten Rohdaten des Kernes PS2123-2SL (2. Teil).

PS2122-1 (SL)

Yermak Plateau

ARK VIII/2

80° 23.4 N, 07°33.0 E

Water depth: 705 m

	Lithology	Texture	Color	Description	Age
0			2.5Y4/2	0-72 cm, silty clay, dark grayish brown, mottled (bioturbated)	Quaternary
				5Y5/2	
1			2.5Y4/2	80-156,5 cm, sandy clay, dark grayish brown, fine laminated	Quaternary
				2.5Y5/2	
			2.5Y5/6-5/2	168-172 cm, sandy-silty clay, light olive brown-grayish brown, oxidic patches	Quaternary
				2.5Y5/2	
2			2.5Y5/2	203-205 cm, oxidic horizon 203-243 cm, silty clay, very fine laminated 215-220 cm, strongly pyritic concretions 218,5 cm, bioturbated 225 cm, dropstones (2,5 cm) sandstone	Quaternary
				2.5Y3/2	
			2.5Y4/2	245-252 cm, sandy clay-silty clay, oxidic patches, dark grayish brown, fine laminated	Quaternary
				2.5Y3/2	
			2.5Y5/2	259-292 cm, silty mud, grayish brown, strongly pyritic concretions with oxidic horizons at 275 cm (light olive brown)	Quaternary
				2.5Y4/2	
3			5Y4/2	309 cm, colour boundary (olive gray) silty clay, greenish olive gray	Quaternary
				2.5Y4/2	
			5Y4/2	371 cm, colour boundary (olive gray) 273-398 cm, silty clay, dark grayish brown, fine laminated	Quaternary
				2.5Y4/2	
4			5Y5/3	405-438 cm, silty clay, dark grayish brown, fine laminated pyritic concretions	Quaternary
				5Y5/3	
			2.5Y4/2	452-453 cm, pyritic concretions (1 cm), H ₂ S-smells 446-490 cm, silty-sandy clay, dark grayish brown, fine laminated	Quaternary
				5Y4/3	
5					



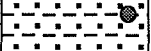



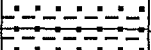



PS2122-1 (SL)

Yermak Plateau

ARK VIII/2

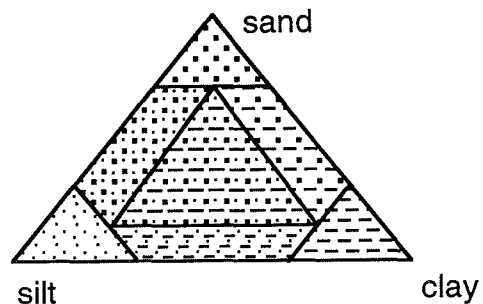
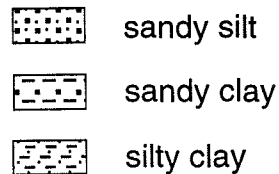
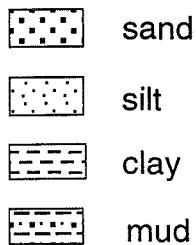
80° 23.4 N, 07°33.0 E

Water depth: 705 m

	Lithology	Texture	Color	Description	Age
5			5Y4/3		Quaternary
			2.5Y4/2	510-540 cm, sandy clay, dark grayish brown, fine laminated pyritic concretions, H ₂ S-smells	
				517 cm, dropstone (1,5 cm), brown,	
			5Y4/3 5Y5/6	540-552 cm, sandy clay, olive-yellow	
			2.5Y4/2	552-578 cm, sandy clay, dark grayish brown, fine laminated pyritic concretions	
				End of core: 578 cm	
6					

Graphical Core Descriptions

Lithology



Structure

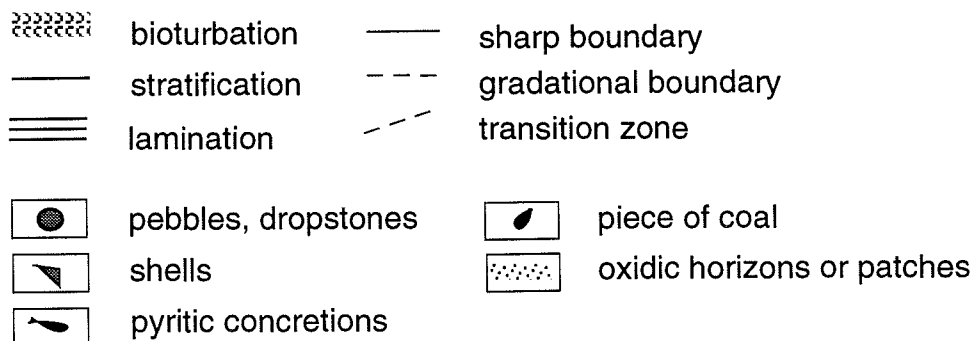


Abb. 5: Detaillierte Beschreibung des Schwerelotkerns PS2122-1SL.

PS2123-2 (SI)

Yermak Plateau
80° 23.4 N, 07° 33.0 EARK VIII/2
Water depth: 571 m

Depth in core (m)	Lithology	Texture Color		Description	Age
0		2.5Y4/4		0-2 cm silty clay, olive brown, bioturbated	Quaternary
		2.5Y 4/2-3/2		2-8 cm silty mud, dark grayish brown- very dark grayish brown very fine laminated	
		2.5Y4/2		8-48 cm, sandy clay, dark grayish brown, fine laminated	
		2.5Y4/2		48-90 cm, silty clay, dark grayish brown, fine laminated	
1		2.5Y4/2		crystalline dropstone at 50 cm	Quaternary
		2.5Y4/2-2.5Y3/2		90-125 cm, sandy clay, dark grayish brown-very dark grayish brown, laminated	
		2.5Y4/2		125-148 cm, silty clay, dark grayish brown, very fine laminated	
		2.5Y4/2-2.5Y3/2		148-168 cm, sandy-silty clay, dark grayish-very dark grayish brown, laminated, H ₂ S-smells	
		2.5Y4/2		168-178 cm, silty clay, dark grayish brown, very fine laminated	
		5Y5/2		178-193 cm, silty clay, olive gray, bioturbated (184-186 cm)	
		2.5Y5/6		193-196 cm, silty clay, light olive brown	
		2.5Y5/4		196-198 cm, silty clay, light olive brown, very fine laminated, light sulfidic concretions	
		2.5Y4/2		198-252 cm, sandy-silty clay, dark grayish brown, fine-medium laminated	
		2.5Y3/2		253-257 cm, sandy clay, very dark grayish brown, laminated	
2		2.5Y4/2		257-269 cm, dark grayish brown, fine laminated. (258 cm: light olive brown)	Quaternary
		2.5Y3/2		266-269 cm, sandy clay, very dark grayish brown, laminated	
		5Y5/2		269-282 cm, silty clay, olive gray, very fine laminated	
		5Y5/3		282-301 cm, silty clay, olive gray, oxidic patches	
		5Y5/2		301-318 cm, sandy-silty clay, olive gray, very fine laminated	
		5Y5/3		318-343 cm, silty clay, olive gray	
		2.5Y4/2		343-432 cm, sandy-silty clay, dark grayish brown, fine laminated pyritic concretions (375 cm, 410 cm)	
		2.5Y5/6		432-438 cm, sandy clay, light olive brown-olive, dropstone at 432 cm, weathered sandstone (0.4 cm)	
		2.5Y4/2		438-488 cm, sandy clay, dark grayish- very dark grayish brown, fine laminated	
		2.5Y4/2-2.5Y3/2		485 cm, pyritic concretions	
5		2.5Y3/2		488-498 cm, sandy clay, very dark grayish- dark grayish brown	Quaternary

PS2123-2 (SI)

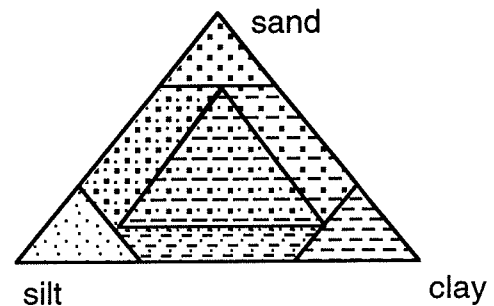
Yermak Plateau
80° 23.4 N, 07° 33.0 EARK VIII/2
Water depth: 571 m

	Lithology	Texture Color	Description	Age
5		5Y5/2-4/2	498-508 cm, sandy clay, olive gray-darker greenish olive gray, bioturbated	Quaternary
		2.5Y5/4	508-513 cm, sandy clay, olive	
		2.5Y5/2-5/4	513-518 cm, sandy clay, grayish brown-light olive brown	
		2.5Y4/2	518-524 cm, sandy clay, dark grayish brown	
		2.5Y5/2-4/2	524-529 cm, sandy clay, grayish brown-dark grayish brown	
		2.5Y4/2-2.5Y3/2	529-548 cm, sandy clay, dark grayish-very dark grayish brown, very fine laminated	
		2.5Y4/4	548-555 cm, bioturbated	
		2.5Y5/2	559-563 cm, sandy clay, grayish brown	
		2.5Y4/2	570-579 cm, bioturbated	
		2.5Y4/2	580-582 cm, bioturbated 2.5Y 4/4	
6			574 cm, pieces of shells 600 cm, pieces of shells 611 cm, dropstone (1,2 cm) 613 cm, pieces of shells	Quaternary
		2.5Y4/2	563-638 cm, dark grayish brown, very fine laminated	
			628 cm, laminated, pyritic concretions, pieces of coals	
			End of core: 648 cm	

Graphical Core Descriptions

Lithology

	sand		sandy silt
	silt		sandy clay
	clay		silty clay
	mud		



Structure

	bioturbation		sharp boundary
	stratification		gradational boundary
	lamination		transition zone
	pebbles, dropstones		piece of coal
	shells		oxidic horizons or patches
	pyritic concretions		

Abb. 6: Detaillierte Beschreibung des Schwerelotkerns PS2123-2SL.